Sonderabdruck aus *Eclogæ geologicæ Helvetiæ* Vol. XVIII, N° 4, 1924.

Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese.

Mit 3 Tafeln (XX—XXII) und 9 Textfiguren.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

vorgelegt von

Alfred Senn

aus Basel.

Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.

Basel.

Sonderabdruck aus *Eclogæ geologicæ Helvetiæ* Vol. XVIII, N° 4, 1924.

Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese.

Mit 3 Tafeln (XX—XXII) und 9 Textfiguren.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

vorgelegt von

Alfred Senn

aus Basel.

Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.
Basel.

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. A. Buxtorf und Dr. M. Reinhard.

Basel, den 29. Februar 1924.

Prof. Dr. **F. Zschokke**, Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

MEINER MUTTER

IN LIEBE UND DANKBARKEIT

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548816_0072

Inhaltsverzeichnis.

Vorwort 552
Einleitung 552
Stratigraphischer Teil 554
I. Präkarbon 554
II. Perm 554
A. Verrucanokonglomerat 554
B. Porphyr; Porphyrit; Barytgänge 554
III. Trias 556
A. Werfénien 556
B. Virglorien 559
C. Die Grenze Virglorien-Ladinien: Grenzbitumenzone . 559
D. Ladinien und Carnien 562
1. Untere Abteilung: kalkig-dolomitische Fazies . . 562
2. Obere Abteilung: Raiblerschichten. 567
E. Norien 569
IV. Trias-Juragrenze 570
A. Die Transgression des Rhétien. 571
B. Die Transgression des Lias 573
1. Cave di Saltrio 575
2. Gebiet östlich Saltrio bei Arzo, Besazio und Tremona 576
3. Gebiet westlich Saltrio bei Viggiù, Induno und Bregazzana 586
4. Die Liastransgression in den benachbarten Gegenden 588
V. Jura 590
A. Der Lias-Kieselkalk 590
B. Das Domérien 591
C. Der Calcare ammonitico rosso 593
D. Die Radiolarit-Formation des Dogger und Malm . . 597
VI. Jura-Kreidegrenze: Die Majolica 600
VII. Die über der Majolica liegenden Kreideschichten. 603
VIII. Sedimentationsbedingungen der mesozoischen Schichten . 605
IX. Tertiär (Pliocaen) 609
X. Quartär 609
A. Diluvium 609
B. Alluvium 613
Tektonischer Teil 613
I. Allgemeines 613
II. Tektonische Einzelbeschreibung 615
A. Der S-Schenkel der Campo dei Fiori-Antiklinale . . 615
1. Das Chiusarellagebiet. 615
2. Der Valgannabruch 615
3. Das Minisfreddogebiet 616
4. Die Aufschiebung der Kreide zwischen Induno und Olona. 617
5. Das S. Giorgiogebiet 619
B. Die Vorfalten an der S-Abdachung des S. Giorgio-gebietes 622
Zusammenfassung der wichtigsten Resultate 625
Literaturverzeichnis 627

Vorwort.

Der Alpenrand im Gebiet der oberitalienischen Seen hat von jeher das Interesse der Geologen in hohem Masse in Anspruch genommen. Dies gilt bis in die neueste Zeit hinein namentlich für die Gegend zwischen Luganersee und Comersee. Die Gegend zwischen Luganersee und Langensee ist dagegen weniger beachtet worden.

Die vorliegende Arbeit behandelt den östlichen, zwischen Olonatal (V. della Rasa) und Mendrisio gelegenen Teil der letztgenannten Gegend. Die weiter westlich, gegen den Langensee hin sich erstreckenden Teile, werden gegenwärtig von den Herren P. Leuzinger und W. Bärri aufgenommen.

Die Feldaufnahmen wurden in den Jahren 1921—1923 jeweils im Frühling und Herbst ausgeführt (im ganzen 160 Arbeitstage); das Beobachtungsmaterial wurde verarbeitet in der Geologisch-paläontologischen Anstalt der Universität Basel, unter Leitung von Prof. Dr. A. Buxtorf, dem ich für die mannigfache Anregung, die er mir sowohl auf Exkursionen im Untersuchungsgebiet, als auch bei der Ausarbeitung des Beobachtungsmaterials im Institut zuteil werden liess, aufrichtig danke.

Zu Dank verpflichtet bin ich ferner meinen Kollegen Leuzinger und Bärri für manche wertvolle Mitteilung aus ihren Gebieten, sowie Herrn Prof. Dr. H. Schardt in Zürich für die Erlaubnis, die Originalkarten seines Schülers A. Frauenfelder zu kopieren, welcher die im E an mein Untersuchungsgebiet grenzenden Tessinerkalkalpen aufgenommen hat (39).

Besonders herzlich danke ich schliesslich der Familie Gili im Albergo del Pesce in Porto Ceresio; sie hat mir durch ihre Liebenswürdigkeit und Zuvorkommenheit den Aufenthalt in jener herrlichen Gegend zu einem überaus angenehmen gestaltet.

Die Belegmaterialien zur vorliegenden Arbeit sind dem Naturhistorischen Museum in Basel übergeben worden.

Einleitung.

Mein Untersuchungsgebiet fällt in den Bereich der Campo dei Fiori-Antiklinale, deren Kern aus Porphyrgesteinen besteht, während die Schenkel aus mesozoischen Schichtgesteinen aufgebaut sind. Die vorliegende Abhandlung befasst sich mit dem S-Schenkel der Antiklinale, speziell mit dessen zwischen dem westlichen Olonatal (V. della Rasa) und dem Laveggiotal (Capolago-Mendrisio) gelegenen Abschnitt. Dieser ist durch die Quertäler V. d'Arcisate und V. Ganna in folgende

drei Teilstücke zerlegt: Chiusarellagebiet im W, Minisfreddogebiet in der Mitte und S. Giorgiogebiet im E. Schichtfolge und Tektonik dieser Teilstücke sind von mir detailliert untersucht worden. Die mit Quartärbildungen ausgefüllten Quertäler habe ich dagegen nur global aufgenommen.

Als topographische Grundlage dienten für den italienischen Gebietsteil die Tavolette Arcisate und Gavirate des Foglio 31 der topographischen Karte von Italien im Massstabe 1 : 25,000 (Levate di campagna); für den schweizerischen Gebietsteil die Blätter Porto Ceresio (544), Mendrisio (545), Varese (546) und Chiasso (547) des schweizerischen topographischen Atlas im Massstabe 1 : 25,000 (Siegfriedatlas). Alle im Texte vorkommenden Ortsbezeichnungen beziehen sich auf diese Karten.

* * *

Nahezu ein Jahrhundert ist verflossen, seit die grundlegenden Arbeiten Leopold von Buch's über die Umgebung des Luganersees erschienen sind (21—25). Seither haben Geologen aller Länder diese Gegend besucht. Während in der ersten Zeit hauptsächlich das Auftreten der Porphyre interessierte, riefen später die Stratigraphie und Paläontologie des „Flözgebirges" eine reiche Literatur hervor. Speziell sei an die ältern Arbeiten von L. von Buch, C. Brunner, L. Lavizzari, P. Merian, G. Negri, E. Spreafico und T. Taramelli erinnert.

Die Grundlage für unsere Aufnahmen bildete das 1876 erschienene Blatt XXIV der geol. Karte der Schweiz in 1 : 100,000, worauf unser Gebiet durch Negri und Spreafico vorzüglich dargestellt worden ist. Dieses Blatt ist bis jetzt die einzig brauchbare Übersichtskarte geblieben; ihr gegenüber bedeutet die 25 Jahre später erschienene Karte Taramelli's (in „I tre laghi", 127), wie dies schon Frauenfelder (39) hervorhob, einen Rückschritt.

Schliesslich seien drei speziell für unser Aufnahmegebiet wichtige neuere Publikationen hervorgehoben: 1. die Arbeit von Mariani (68), welche namentlich paläontologische Angaben enthält; 2. diejenige Frauenfelders (39), die namentlich den schweizerischen Teil des S. Giorgiogebietes vortrefflich behandelt, während die Darstellung des Liasgebietes von Arzo-Tremona weniger gründlich ist und deshalb von mir revidiert werden musste, und 3. diejenige von Renz (104), die wichtige Mitteilungen über die Gliederung des Lias und die Deutung des Breggiaprofiles bei Mendrisio gibt.

Stratigraphischer Teil.

I. Praekarbon (Glimmerschiefer).

Praekarbonische Gesteine finden sich einzig an der Strasse Porto Ceresio-Brusino bei der Poncia. Dort ist ein verwitterter, grobblättriger Glimmerschiefer entblösst. Er fällt 45° nach SW ein und ist von gleicher Beschaffenheit wie das von Riva (112, p. 6) und Escher (35, p. 722) als Kontaktgneis bezeichnete Gestein, das bei Morcote und an der Strasse Porto Ceresio—Brusimpiano zutage tritt. Kelterborn (53, p. 141) weist auf eine eventuelle unterirdische Fortsetzung des Granitgneisses von Novaggio hin, wodurch diese Kontaktwirkung bedingt würde.

II. Perm.

A. Verrucanokonglomerat.

Die Glimmerschiefer werden bei der Poncia diskordant überlagert von einem ca. 3 m mächtigen, äusserst zähen, gelblichgrauen quarzitischen Konglomerate, das vornehmlich aus unvollkommen gerundeten Geröllen von milchigem Gangquarz zusammengesetzt ist. Das Gestein steht dem von Kelterborn (53, p. 154 ff.) beschriebenen, unterpermischen Quarzitkonglomerate von Viona, welches das normale Hangende der Karbonkonglomerate von Manno bildet, nahe. Alle diese Konglomerate verdanken ihre Entstehung der Abtragung des hercynischen Gebirges. Ihr unregelmässiges Auftreten: örtliche Häufung (Manno) einerseits, gänzliches Fehlen auf weite Erstreckung andrerseits, deuten auf Flusstransport der hercynischen Denudationsprodukte. Die geringe Mächtigkeit bei Porto Ceresio ist wohl auf den Umstand zurückzuführen, dass hier bald nach Beginn der posthercynischen Denudation Porphyrmassen ausquollen, welche die erst wenig mächtigen Konglomerate des hercynischen Rumpfes eindeckten und die bisher nach S orientierte Entwässerung nach E abdrängten. Wir werden p. 558 hierauf zurückkommen.

B. Porphyr, Porphyrit (Barytgänge).

Auf dem Verrucanokonglomerat resp. den Glimmerschiefern liegt die mächtige Decke der Luganeser Porphyre. Auf der E-Seite der Valle d'Arcisate sind es vornehmlich dunkle Porphyrite, auf der W-Seite rote Quarzporphyre und Granitite. Allerdings treffen wir Quarzporphyr und Granitit auch auf der östlichen Talseite und zwar auf dem Hügel von S. Martino

(Besano) und am Weg Besano-Porto (westlich der Häuser von Vignazza). Sie kommen hier bis auf ca. 200 Meter an die Porphyrite heran; der Kontakt beider Gesteine ist unter Moräne verborgen. Ob die Quarzporphyre hier als Decke den Porphyriten aufliegen, oder längs eines Bruches an ihnen abstossen, ist daher nicht ersichtlich. Das letztere scheint indessen wahrscheinlich, indem das rote Gestein von S. Martino (Besano) als körniger Granitit ausgebildet ist, was kaum der Fall wäre, wenn die Decke hier auskeilen würde.

Die Untersuchung der Eruptiva lag ausserhalb meiner Aufgabe: ich verweise auf die Arbeiten von Harada (48) und B. G. Escher (35). Neue Aufnahmen sind übrigens von andrer Seite in Angriff genommen worden.

Die Porphyrite sind bei Porto Ceresio ca. 500—600 m mächtig; die Mächtigkeit der Quarzporphyre auf der W-Seite der V. d'Arcisate konnte ich nicht ermitteln.

Zwischen Besano und M. Casolo, im S. Giorgiogebiet, treten im Porphyrit und in den Sandsteinen des Werfénien recht verbreitet Barytgänge auf. In höheren Schichten findet man sie nicht mehr. Sie müssen demnach im Zeitraum zwischen der Eruption der permischen Porphyre und der Ablagerung des Virglorien entstanden sein (Oberes Perm-Werfénien). Sie sind übrigens nicht alle genau gleichaltrig. Der Baryt-Bleiglanzgang des R. Vallone z. B. durchsetzt den Porphyrit, greift aber nicht in den Werfénersandstein hinauf; er ist also offenbar älter als dieser. Es gibt aber auch Barytgänge, die jünger als der Sandstein sind: an der Strasse im gleichen Tälchen setzen zwei Barytgänge im Sandstein selber auf.

Die Barytgänge sind apomagmatischen Ursprungs und stellen offenbar die postvulkanische Phase der permischen Ergüsse dar. Ein Aufdringen auf einheitlich gerichteten Klüften ist nicht zu konstatieren, vielmehr weisen die Gänge verschiedene Streichrichtungen auf; bevorzugt ist die N–S-Richtung. Barytgänge sind auch in den westlich und nördlich liegenden Porphyrgebieten verbreitet; sie führen z. T. silberhaltigen Bleiglanz und haben Anlass zu Bergbau gegeben. Ich erwähne namentlich die Miniera di Vassera (30) in der Valganna, die noch heute im Betriebe steht und die verlassenen Minen von Cavalizza westlich Cuasso al Piano (56), von Brusimpiano am Lago di Lugano (30) und von Cernesio (nordöstlich Figino auf der Salvatorehalbinsel).

Einige Daten über die wichtigsten Barytgänge unseres Gebietes sind in folgender Übersicht zusammengestellt:

Örtlichkeit	Auftreten	Gangsubstanz	Mächtigkeit	Streichen
1. Westlicher Weg Cà del Monte-M. Casolo bei 525 m	im Porphyrit	rötlicher Baryt	0,4 m	N 10° W
2. Westlicher Weg Cà del Monte-M. Casolo etwas südlicher . . .	„	„		
3. Westlicher Weg Cà del Monte-M. Casolo weiter oben	am Kontakt Porphyrit-Werfénien	„		
4. Nördlicher R. Poncini wenig über der Verzweigungsstelle	„	roter Baryt		
5. Strasse im R. Vallone nordwestlich der Strassenbrücke	im Werfénien	blassrötlicher Baryt	0,2–0,4 m	N 65° E
6. Riale Vallone (nordöstlich Besano), alter Stollen	im Porphyrit, am Werfénien absetzend	Baryt + Quarz + Fluorit + Bleiglanz	1 m	NS
7. Oberer Weg Porto Ceresio-Besano beim Worte „Vignazza“ von N nach S:				
a) Verzweigungen des Hauptganges	im Porphyrit	rötlicher Baryt	0,4 m	NS
b) Verzweigungen des Hauptganges	„	„	0,2 m	NS
c) Verzweigungen des Hauptganges	„	rötlicher Baryt+Fluorit	?	NS
d) Hauptgang, infolge Ausbeutung heute als tiefe Schlucht erscheinend	„	rötlicher Baryt	1–2 m	N 50° W
8. Bachriss 350 m südöstlich Besano zu Beginn des Abhangs . . .	„	weisser Baryt	0,5 m	N 25° E

III. Trias.

A. Werfénien, 30—100 m.

Über den permischen Eruptivgesteinen transgrediert die untere Trias mit einer Folge von Konglomeraten und bunten Sandsteinen (Servino). Der Kontakt ist an den Wegen östlich und westlich M. Casolo, an der Strasse Besano-R. Vallone, bei Loco Vecchio, und nördlich Pogliana, ferner westlich der V. Ganna bei Alpe Cuseglio und nördlich der Fornaci della Riana usw. gut aufgeschlossen. Am schönsten zeigt sich die transgressive Auflagerung an der Militärstrasse nach dem M. Martica westlich P. 893 des M. Chiusarella, wo das sandige Material in die Spalten der Porphyroberfläche eindringt und der Sandstein grössere Porphyrstücke einschliesst.

Die Mächtigkeit des Werfénien ist starken Schwankungen unterworfen: Im S. Giorgiogebiet bei M. Casolo und im R. Vallone beträgt sie bis 100 m, im Minisfreddo-Gebiet bei Pogliana ca. 70 m, westlich der Valganna bei der Alpe Cuseglio ca. 50 m, am M. Chiusurella 30 m und nordöstlich der Fornaci della Riana ca. 50 m. Auch die Ausbildung variiert stark; Detailprofile haben daher nur lokalen Wert.

Drei Abteilungen lassen sich durch das ganze Gebiet verfolgen:

1. Untere Abteilung.

Bis zu 10 m mächtige, dickbankige, hellgraue Quarzsandsteine mit Lagen von nuss- bis faustgrossen, meist gutgerundeten Porphyrit- (resp. Quarzporphyr-) und milchigen Gangquarzgeröllen. Die Zone lässt sich im Gelände leicht verfolgen, da die groben Bänke meist als stumpfe Rippe hervorstechen (Alpe Cuseglio), auch da, wo das weichere Hangende von Moräne oder Schutt bedeckt ist (bei P. 677 Piano del Fò, westlich Cuasso al Monte). Am N-Hang des R. Vallone nordöstlich Besano sind diese geröllführenden Sandsteine in mächtigen Platten entblösst. Auf der von P. 893 des M. Chiusarella südöstlich sich herabziehenden Rippe sind sie nur noch als dünne, karrig durchfurchte Decke erhalten; am Grunde der Karrenlöcher kommt oft der liegende Porphyr zum Vorschein.

2. Mittlere Abteilung.

Braune, glimmerführende Sandsteine mit Einlagerungen von harten Quarzit- und Dolomitbänken. An der Strasse im R. Vallone führen die leicht verwitternden, eisenschüssigen, mürben Sandsteine zahlreiche wohlerhaltene Steinkerne von Bivalven, doch hält es bei der Weichheit des Gesteines schwer, gute Stücke für die Sammlung zu gewinnen. Bestimmbar waren nur:

Myophoria laevigata v. Alb.,
M. cf. praeorbicularis Bittn.,
Gervilleia exporrecta Leps.,
Mytilus sp.,
Pecten sojalis Witt,
Natiria subtilistriata Frech.

Die Faunula entspricht derjenigen der oberen Campilerschichten, die Reich (102) und Frauenfelder (39, p. 259) von Serpiano beschrieben haben. Auch weiter gegen W sind diese Schichten fossilführend; es gelang mir aber nicht, von anderen Orten bestimmbares Material zu sammeln.

3. Obere Abteilung.

5—15 m mächtige, tiefrote, sandige und tonige Mergel mit Einlagerungen von Dolomit- und Sandsteinbänken. Im S. Giorgiogebiet und bei Loco Vecchio nördlich Bisuschio schalten sich hier nochmals Konglomeratbänke mit wohlgerundeten Porpyhr- und Quarzitgeröllen ein. Frauenfelder (39, p. 261) führt die Entstehung dieser Konglomerate auf

nochmalige Hebung und Regression zurück; ich glaube eher an Geschiebeeinschwemmung bei Hochwasser.

Über den roten Mergeln folgen meist noch einige Sandstein- und Mergelbänke, welche durch Einschaltung von Dolomitbänken zum Virgloriendolomit überleiten. Diese ca. 5 m mächtigen Übergangsschichten sind an der Strasse Besano-M. Casolo mehrfach aufgeschlossen. Ein gutes Profil dieser Schichten ist durch den Strasseneinschnitt zwischen P. 912 und P. 893 des M. Chiusarella freigelegt.

Die Konglomerate und Sandsteine des Werfénien bilden die obere Fortsetzung der p. 554 beschriebenen Verrucanokonglomerate und sind wie jene aus der Abtragung des hercynischen Gebirges hervorgegangen. Während die hercynischen Nagelfluhablagerungen in unserem Gebiete durch die Porphyrergüsse in eine untere (karbonisch-unterpermische) und eine obere (untertriadische) getrennt sind, fehlt diese Gliederung weiter im E: am Comersee findet man durchgehend klastische Bildungen in einer Mächtigkeit von ca. 300 m. Nach Gümbel (46) kann man bei Bellano von oben nach unten unterscheiden:

c. Hangendes: Dolomite des Virglorien . . . . . × m.
b. Sandsteine und Konglomerate mit Porphyrgeröllen. über 250 m.
a. Grossblockige Konglomerate, ähnlich dem Gestein von Manno ohne Porphyrgerölle . . . . . ca. 10 m.

Serie a lässt sich, infolge des Fehlens von Porphyrgeröllen, mit dem Carbon von Manno, den Konglomeraten von Viona und Porto Ceresio vergleichen, und ist daher obercarbonischen oder unterpermischen Alters; Serie b umfasst die ganze Zeitfolge zwischen Beginn der Porphyrextrusion und Einsetzen der grossen Kalk-Dolomitfazies, also das ganze Perm und die unterste Trias (Werfénien).

In unserem Gebiete waren erst gegen das Ende des Werfénien die Porphyrhügel wieder soweit abgetragen, dass das Meer sie von S her überfluten, die von N kommenden hercynischen Flüsse ihren Weg wieder nach S nehmen und hier die Konglomerate mit Quarz-, Porphyr- und seltenen Gneisskomponenten des Werfénien ablagern konnten. Wir haben also in unserem Gebiete zwei durch die Porphyrdecken getrennte hercynische Nagelfluhen, wovon die erstere wahrscheinlich als Schuttkegel auf dem Festland, die letztere als Einschwemmung in das nach N vorrückende Meer abgelagert wurde. Zu Beginn des Virglorien war offenbar der ganze südalpine Faziesbezirk vom Meere bedeckt; klastische Sedimente gelangten keine mehr zur Ablagerung.

B. Virglorien. 80—85 m.

Plattendolomit und Diploporendolomit.

Über den p. 558 erwähnten Übergangsschichten folgen zunächst ca. 20—25 m gut gebankte, plattige, graue bis bräunliche Dolomite (= Plattendolomit). Nach oben werden sie allmählich dickbankig und massig. *Diplopora annulata Schafhäutl* tritt dort oft geradezu gesteinsbildend auf (Diploporendolomit). An der Strasse M. Casolo-Passo della Barra (Sattel östlich des M. Grumello) trifft man zwei solcher Diploporenbänke; in der unteren fand sich ein nicht näher bestimmbarer Gastropode.

Ausbildung und Mächtigkeit dieser Dolomite sind durch das ganze Gebiet hindurch konstant.

C. Die Grenze Virglorien-Ladinien: Grenzbitumenzone ca. 5,5 m.

Über den Dolomiten folgen Schichten, die wegen ihrer reichen Fauna und ihrer technischen Verwertbarkeit schon früh das Interesse auf sich gezogen haben. Wir bezeichnen sie mit Frauenfelder (39, p. 264) als Grenzbitumenzone, weil in ihr die Grenze Virglorien-Ladinien liegt. Die Serie ist ca. 5 m mächtig und besteht aus einer Wechsellagerung von Dolomitbänken und bituminösen Tonschiefern. Auch die Dolomite sind durch das Bitumen dunkelbraun bis schwarz gefärbt, oft auch gebändert infolge des lagenweise wechselnden Bitumengehaltes.

Die bituminösen Tonschiefer sind an drei Stellen: Cava M. Casolo und Cava M. Grumello im R. Poncini und Cava M. Nave im R. Vallone bergmännisch abgebaut worden. (Über die Exploitation im schweizerischen Teil des S. Giorgiogebietes vgl. C. Schmidt, Texte explicatif de la Carte des matières premières minérales de la Suisse, 1920, p. 139—141.)

Das schönste Profil der Grenzbitumenzone findet sich an der Strasse M. Casolo-Passo della Barra, wenig bevor sie den südlichen R. Poncini kreuzt:

k. Hangendes: Gutgebankte, braun angewitterte, hellgraue Dolomite mit dünnen Bitumenhäuten zwischen den Bänken . . . . 4,0 m.
i. Tiefschwarzer, bituminöser Tonschiefer . . . . . 0,05 m.
h. Gutgebankter, bräunlicher Dolomit im Wechsel mit dünnen Bitumenlagen mit *Daonella esinensis Sal.* (besonders im obern Teile). Obere Fossilbank! . . . . . 0,7 m.
g. Regelmässiger Wechsel von Dolomit und bituminösem Tonschiefer 1,8 m.
f. Braunangewitterter, grauer Dolomit mit *Daonella Sturi Ben.* und *D. cf. Moussoni Mer.* Mittlere Fossilbank!. . . 0,12 m.

e. Blättriger, bituminöser Tonschiefer . . . . . 0,12 m.
d. Regelmässiger Wechsel von Dolomit und bituminösem Tonschiefer . . . . . 2,3 m.
c. Schwarzer Dolomit mit *Daonella Vaceki Kittl*, *D. Böckhi Mojs.*, *D. caudata Frauenf.*, *Ceratites luganensis Mojs.*, *C. brembanus Mojs.*, Daonellenbank Frauenfelders — untere Fossilbank! . 0,25 m.
b. Schwarzer, bituminöser Tonschiefer mit Dolomitbändchen . 0,2 m.
a. Liegendes: Gutgebankte, rötlich angewitterte, graue Dolomite 4,5 m.

Während die Fossilien der untern Fossilbank auf Trinodosusschichten, also auf oberes Virglorien hinweisen, gehört das Fossil der oberen Fossilbank, *Daonella esinensis*, einem tiefen ladinischen Horizonte an. Die Grenze Virglorien-Ladinien muss demnach zwischen diesen Bänken durchgehen und liegt somit in den Schichten d—g.

Die Grenzbitumenzone ist im S. Giorgiogebiete überall gleich entwickelt; mit Hilfe der Bitumenlagen kann man die einzelnen Fossilbänke leicht auffinden.

Im italienischen Teil des S. Giorgiogebietes sind mir folgende Fossilfundpunkte in der Grenzbitumenzone bekanntgeworden:

nördl. R. Poncini (östlich oberhalb Porto Ceresio) mit *Ceratites sp.* und anderen unbestimmbaren Ammoniten, *Daonella Vaceki Kittl*,

südl. R. Poncini (südöstlich oberhalb Porto Ceresio) mit *Daonella esinensis Sal.*,

erstes Tälchen westlich R. Vallone (südöstlich Porto Ceresio) mit *Daonella esinensis Sal.* (aus der oberen Fossilbank),

zweites Tälchen westlich R. Vallone (südöstlich Porto Ceresio) mit *Daonella esinensis Sal.* (aus der obern Fossilbank),

Cava M. Nave im R. Vallone (südöstlich Porto Ceresio) mit *Ceratites brembanus Mojs.* und *Daonella Vaceki Kittl* (aus der untern Fossilbank), *Daonella Sturi Ben.* (aus der mittleren Fossilbank) und *Daonella esinensis Sal.* (aus der obern Fossilbank),

R. Ponticelli (östlich Besano) mit *Daonella esinensis Sal.* (aus der obern Fossilbank),

„Prà Rora" (Haus südöstlich Besano) mit *Daonella esinensis Sal.* (aus der obern Fossilbank).

Von Airaghi (1, p. 3ff.)[1]) und Mariani (68, p. 125), werden aus der Grenzbitumenzone unseres Untersuchungsgebietes noch

[1]) Der Name des in der Literatur oft erwähnten Fundortes „Cà del Frate" figuriert auf italienischen Karten nicht mehr. Er deckt sich mit dem dort verzeichneten Ortsnamen Besnasca. Die Lokalität liegt aber nicht in der Grenzbitumenzone, sondern beträchtlich höher an der Grenze Ladinien–Carnien (s. p. 564). Dass von hier neben den für dieses Niveau

zitiert: *Ceratites trinodosus Mojs., C. brembanus Mojs., C. gosaviensis Mojs., Daonella Moussoni Mer., D. Sturi Ben., D. Thomasii Phil.*

Während sich die Mollusken auf die Dolomitbänke der Grenzbitumenzone beschränken, enthalten die Bitumenlagen eine reiche *Fisch- und Saurier-Fauna*, die von Alessandri (4) neuerdings beschrieben worden ist.

Besonders interessant und für die Fazies bezeichnend, ist auch das Vorkommen von Coniferen, welche Sordelli (117) als *Voltzia callistachus Sord., V. besanensis Sord.* und *Glyptolepis keuperiana Schimp.* bestimmte.

Die Grenzbitumenzone ist, allerdings weniger typisch auch im Minisfreddogebiet und im Chiusarellagebiet ausgebildet: Bei Bisuschio und nördlich davon in der V. Nembra treffen wir sie noch als Wechsellagerung von Dolomit und bituminösen Schiefern. Nach NW hin verlieren sich die letzteren mehr und mehr und nördlich Pogliana sind nur noch dünne Bitumenhäute zwischen den Dolomitbänken vorhanden. In dieser Ausbildung konnte ich die Zone bis ins Tal der westlichen Olona verfolgen. Im Minisfreddo- und Chiusarellagebiet sind mir folgende Fossilfundorte bekannt geworden:

V. Nembra: (nordwestlich Bisuschio) mit *Daonella esinensis Sal.* (aus der oberen Fossilbank),

Hang zwischen Pogliana und Rossago mit *Daonella Sturi Ben.* und *D. cf. Vaceki Kittl*,

N-Wand des Poncione di Ganna mit *Daonella Sturi Ben.*

V. Ganna (an der Abzweigung nach Alpe Cuseglio) mit *Posidonomya sp.*

Militärstrasse östlich M. Chiusarella mit *Daonella sp.*

Trotz eifrigen Suchens gelang es mir nicht, in der Grenzbitumenzone der Fornaci della Riana Fossilien zu finden. Mojsisovics (74) erwähnt von hier *Ceratites brembanus Mojs.* Diese Zone ist also auch am W-Ende des Untersuchungsgebietes nachgewiesen.

sprechenden Fossilien auch Ammoniten zitiert werden, die für die Grenzbitumenzone charakteristisch sind, ist wohl so zu erklären: Nach meinen Erkundigungen heisst das Haus, welches am Weg von Besano nach der Grenzbitumen-Cava im R. Vallone liegt und in dessen Nähe das Grenzbitumen in einem Steinbruch erschlossen ist, „Selva dei Frati". Infolge der Ähnlichkeit der Namen ist es nun leicht möglich, dass Fossilien von zwei verschiedenen Fundorten zusammengeworfen wurden. Wahrscheinlich stammen *Celtites Buchi Mojs.* und *Lecanites glaucus Mojs.* vom richtigen Cà del Frate oder besser von Besnasca, *Ceratites subnodosus Mojs.* und *Ceratites gosaviensis Mojs.* von Selva dei Frati.

D. Ladinien und Carnien ca. 600—700 m.

Ich behandle diese beiden Stufen in einem einzigen Abschnitt, da in unserem Gebiete eine Trennung nicht möglich ist. Wir unterscheiden eine untere, marine, kalkig-dolomitische Abteilung und eine obere, lagunäre Abteilung (bunte Raiblerschichten). Die Grenze dieser beiden Abteilungen ist offenbar nicht identisch mit der Grenze zwischen Ladinien und Carnien.

1. Untere Abteilung: kalkig dolomitische Fazies.

Diese bald kalkig, bald dolomitisch entwickelte Serie ist rein mariner Entstehung. Sie zeigt von E nach W deutlichen Fazieswechsel, so dass drei Gebiete unterschieden werden können: a. das Gebiet der Kalkfazies im E., b. das Gebiet des Fazieswechsels in der Mitte und c. das Gebiet der Dolomitfazies im W.

a. Das Gebiet der Kalkfazies (im E.). An der Landesgrenze bei M. Casolo treffen wir die Schichten in derselben Ausbildung, wie sie FRAUENFELDER (39, p. 277—280) für den schweizerischen Teil des S. Giorgiogebietes beschrieben hat. Wir unterscheiden: Untere Dolomitzone, Untere Kalkzone (Untere Meridekalke FRAUENFELDER's), Dolomitband, Obere Kalkzone (Obere Meridekalke FRAUENFELDER's) und Kalkschieferzone.

a 1. Untere Dolomitzone. 50—80 m. Wie wir p. 560 gezeigt haben, beginnt das Ladinien mit der Daonella esinensisbank der Grenzbitumenzone. Über dieser folgen gut gebankte, braun anwitternde, hellgraue Dolomite. Zwischen den untersten Bänken schalten sich noch dünne Bitumenhäute ein, verlieren sich aber bald, und nach wenigen Metern treten lagenweise knollige und bänderförmige Konkretionen eines hellen, gelben bis weisslichen Hornsteins auf. Die über den hornsteinführenden Schichten folgenden blaugrauen, gutgebankten Dolomite sind wenige Meter östlich der Brücke, auf welcher die Strasse M. Casolo-Passo della Barra den südlichen R. Poncini (südöstlich Porto Ceresio) überschreitet, erfüllt von nicht näher bestimmbaren *Terebrateln*, denen sich noch wenige andere Fossilien beigesellen. Nach oben stellen sich zwischen den Dolomitbänken zuweilen Lagen von tonigem Mergel ein, und noch höher gehen die Dolomite infolge Zurücktretens des Mg-Carbonates, ohne ihr Aussehen zu ändern, in die Gesteine der untern Kalkzone über.

Wenig östlich der Grenzbitumen-Cava im R. Vallone findet sich in einer kleinen Bachrinne, welche von P. 611 herabkommt, zwischen gutgebankten, grauen Dolomiten ein tief-

schwarzer, stark bituminöser Dolomit mit verkohlten *Pflanzenresten* und *Daonella langobardica Kittl.* Der Fund dieses Fossils, welches aus den Buchensteiner-Schichten des Grignamassivs erwähnt wird, rechtfertigt das Vorgehen Frauenfelder's (39, p. 277ff.), der diesen Schichtkomplex, gestützt auf dessen Gesteinsbeschaffenheit, den Buchensteinerschichten der östlichen Lombardei gleichstellte.

a 2. Untere Kalkzone ca. 100 m = Untere Meridekalke Frauenfelder's ca. 100 m. Sie besteht aus einer Folge gutgebankter, dichter, toniger Kalke von blaugrauer Farbe und gelber Anwitterung, zwischen welche sich bituminöse Kalkschiefer einschalten. Im unteren und mittleren Teile finden sich feingestreifte Kalke, welche massenhaft Daonellen und Posidonien führen. Die von verschiedenen Fundorten stammenden Fossilien wurden als *Daonella Moussoni Merian*[1]), *Posidonomya wengensis Wissm.*, *Protrachyceras cf. Archelaus Laube* und *Protrachyceras sp. ind.* bestimmt.

Das Vorkommen von *Protrachyceras Archelaus*, das schon Frauenfelder (39, p. 279) erwähnt, berechtigt, diese Schichten den Wengenerschichten Südtirols gleichzustellen; eine genaue Abgrenzung nach unten und oben ist aber nicht möglich.

a 3. Dolomitband. bis 10 m. Über der unteren Kalkzone folgt ein im Gelände als Rippe hervortretendes Band von massigem, grauem, bräunlich anwitterndem Dolomit. Die Mächtigkeit ist schwankend, geht aber nie über 10 m.

a 4. Obere Kalkzone = Obere Meridekalke Frauenfelder's, ca. 350 m. Die über dem Dolomitband folgenden oberen Kalke unterscheiden sich lithologisch kaum von den Gesteinen der unteren Kalkzone. Neu ist das Auftreten blaugrauer, toniger

[1]) Die Daonellen der untern Kalkzone stimmen ausgezeichnet mit den verschiedenen Formen von Perledo überein, welche Kittl (54) unter dem Namen *Daonella Moussoni* zusammenfasst. Der Umriss ist, wie der genannte Autor schon hervorhebt, recht variabel; aber auch die Abstände der Rippen variieren stark. Selten sind Formen, bei denen die Rippen sehr weit auseinander liegen; diese Varietät deckt sich mit der von Mojsisovics (72 Taf. III, Fig. 18) abgebildeten Form.

Frauenfelder bestimmte die Daonellen seiner „unteren Meridekalke" als *Daonella Thomasii Phil.* = ?. *Daonella Moussoni Merian.* (Die Spezies *Daonella Thomasii* ist einzuziehen, da man aus Philipp's (96) schlechten Figuren nichts Entscheidendes ersehen kann, wie Kittl (54) schreibt, der Philipp's Originale gesehen und ein Exemplar in seiner Monographie abgebildet hat.) *Daonella Moussoni* liegt anderwärts in der Trinodosuszone; hier findet sie sich in bedeutend höherem Niveau; sie ist also als Leitfossil nicht verwendbar.

Posidonomya wengensis scheint nach meinem reichen Material die Jugendform der *Daonella Moussoni* darzustellen, mit welcher sie durch alle Übergänge verbunden ist.

Mergel und das häufigere Einsetzen der Kalkschiefer, welche sich besonders in den obersten 50 m anreichern und gegenüber den Kalken schliesslich die Oberhand gewinnen.

Fossilien fand ich keine, aber die Zone umfasst sicher die Cassianerschichten (evtl. noch obere Wengenerschichten) und aus später zu erläuternden Gründen das untere Carnien.[1]) Die obere Kalkzone geht allmählich über in die

a 5. Kalkschieferzone, ca. 25—50 m. Diese ist zusammengesetzt aus feinschiefrigen, leichtzerfallenden, grauen, hell anwitternden Kalkschiefern, die mit gelblichem, tonigem Mergel wechsellagern. Auch hier scheinen Fossilien zu fehlen.[2])

b. Das Gebiet des Fazieswechsels. Die vorwiegend kalkige Ausbildung, wie sie im letzten Abschnitte beschrieben wurde, erstreckt sich von der Schweizergrenze bei M. Casolo nach SW bis zum ersten Tälchen westlich des R. Vallone, dann setzt der Fazieswechsel ein. Zunächst gehen die *untern Kalke* in Dolomit über, dann nimmt auch das Dolomitband nach oben, d. h. auf Kosten der obern Kalkzone, an Mächtigkeit zu. Zwischen P. 611 und dem östlich davon gelegenen Tälchen reicht der Dolomit vom Grenzbitumen ununterbrochen bis zum Dolomitband hinauf und noch ein gutes Stück darüber hinaus; doch bleibt der grösste Teil der obern Kalkzone kalkig. Weiter westlich schaltet sich in die Dolomitmasse wieder eine längliche Kalklinse ein, welche aber schon nach 500 m wieder auskeilt. Sie dürfte wahrscheinlich der untern Kalkzone entsprechen. Im R. Ponticelli setzen im Bereich der untern Kalkzone zwei andere Kalkbänder ein, von welchen sich eines gegen W bis zur Ebene verfolgen lässt.

Am schönsten offenbart sich der Fazieswechsel zwischen dem R. Ponticelli und der V. d'Arcisate. Er macht sich schon in der Morphologie des Geländes geltend: der widerstandsfähige Dolomit bedingt sanfte Rücken, der leichter erodierbare Kalk die zwischenliegenden isoklinalen Depressionen.

Am stärksten ist der Dolomit zwischen P. 592 und Besnasca (südöstlich oberhalb Besano) entwickelt, wo eine klotz-

[1]) Aus dem obern Teil der obern Kalkzone oder aus der Kalkschieferzone dürften die von Airaghi (1) erwähnten Ammoniten *Celtites Buchi Mojs.* und *Lecanites glaucus Mojs.* von Cà del Frate (siehe p. 560) stammen. Beide Formen haben das Lager an der Grenze Ladinien–Carnien.

[2]) Alessandri (4, p. 25) erwähnt von „presso Cà del Frate, che si trova invece posta nella parte alta della formazione, quasi al contatto degli scisti neri colle marne irridate": *Colobodus triasicus Bass.*, *Pholidophorus Curionii Heck* und *Ph. Barazzettii Bass.* Dieses Vorkommen wäre ungefähr das zeitliche Äquivalent der Fischschiefer von Raibl. Ich messe allerdings diesen unsicheren Funden keine grosse Bedeutung bei.

artige Masse bis weit in die obere Kalkzone hinaufreicht. Gegen W bis zur Ebene nimmt der Dolomit wieder langsam ab und beschränkt sich im wesentlichen auf die untere Kalkzone; doch finden sich auch hier zwei schmale Kalkbänder.

Der Übergang von kalkiger zu dolomitischer Fazies erfolgt allmählich, und zwar so, dass der Dolomit anfangs in Bankung, Farbe und Dichte dem Kalke gleicht und sich von ihm nur durch die mangelnde Reaktion auf Säure unterscheidet. Erst bei grösserer Entfernung vom Kalke wird der Dolomit massiger. Bei P. 611 und P. 592 enthält er gekammerte Ammonitenhohlformen, die mit Kalzitkristallen austapeziert sind. Korallen habe ich nicht gefunden, glaube aber dennoch, dass dieser massige Dolomit einen Ausläufer des weiter westlich auftretenden Korallenriffes darstellt, das wir weiter unten (p. 566) besprechen werden.

Auf der W-Seite der V. d'Arcisate haben wir bei Bisuschio wieder die rein kalkige Entwicklung.[1]) Nördlich der V. Nembra setzt in der untern Kalkzone wiederum ein Dolomitband ein. Es nimmt rasch an Mächtigkeit zu; im nördlichen Tälchen reicht der Dolomit bis zum Grenzbitumen hinunter. Die N fallenden Schichten tauchen hier unter die Ebene, erscheinen aber bald wieder an der Strasse Rossago–Pogliana, hier wieder in kalkiger Entwicklung und Daonellen führend (nur ein einziges, sehr schmales Dolomitbändchen schaltet sich in die untere Kalkzone ein). So verschwinden diese Schichten unter der Moränenterrasse von Pogliana; wo sie im NW derselben wieder ausstreichen, sind sie neuerdings als massige bis grobgebankte, reine Dolomite entwickelt.

In der oberen Kalkzone, welche zwischen Bisuschio und Arcisate auf eine grosse Strecke unter Bergsturz und Schutt verborgen liegt, setzt der Dolomit nahe der obern Grenze ein auf dem weit sichtbaren, namenlosen Felskopf, welcher bei einer Höhe von 750—800 m auf der Linie M. Rho d'Arcisate–Bisuschio liegt. Nach N verbreitert sich das Band und die anfangs gutgebankten dolomitischen Kalke gehen bald in massigen Dolomit über. Auch weiter unten erscheinen Dolomitbänder, welche rasch an Mächtigkeit zunehmen, so dass auf einer NS-Linie 1,3 km westlich der Kirche Bisuschio vom Grenz-

[1]) Ca. 100 m nördlich des Hauses von Ronco (östlich oberhalb Bisuschio) ist in einer Grube unter Moräne ein dolomitischer Kalk der unteren Kalkzone erschlossen, welcher metasomatisch Bleiglanz eingesprengt enthält. Das Vorkommen lässt sich mit den erzführenden ladinischen Kalken und Dolomiten von Esino und Raibl vergleichen.

bitumen bis zu den Raiblerschichten eine einheitliche Dolomitmasse vorliegt.

c. Das Gebiet der Dolomitfazies (im W). In horizontaler Richtung erstreckt sich die Dolomitfazies von Pogliana weg nach W bis an die Grenze des Aufnahmegebietes; sie ist anscheinend auch in den westlich und nördlich liegenden Gegenden allgemein verbreitet (Dolomit des M. S. Salvatore bei Lugano).

In vertikaler Richtung reicht die Dolomitfazies ununterbrochen vom Grenzbitumen bis zu den Raiblerschichten, nur nordwestlich Induno im Raume Frascarolo–Grotte di Valganna–Fornaci Montallegro erscheinen im obern Teile wieder dünn gebankte Dolomite, Kalke und Kalkschiefer (am schönsten im Bachriss, der sich von Orsu nach Frascarolo hinunterzieht). Die Mächtigkeit der Dolomite beträgt 500—600 m.

Das Gestein ist ein massiger, hellgrauer, weiss anwitternder, körniger Dolomit. In den untern Partien ist er örtlich gut gebankt und enthält zahlreiche kleinwüchsige Fossilien: Diploporen, Crinoiden, Bivalven, Gastropoden und Ammoniten (letztere als Hohlformen). Ich nenne die Fundorte Pogliana, Poncione di Ganna (Gipfel und Nordwand), S-Abhang des M. Chiusarella. Die Fossilien vom Poncione di Ganna hat schon Mariani (68, p. 125) beschrieben; nach ihm handelt es sich durchwegs um Formen des Esinokalkes, die indessen genauere stratigraphische Schlüsse nicht erlauben. In den mittlern und obern Partien sind Fossilien im allgemeinen selten und schlecht erhalten. An der Militärstrasse auf den M. Chiusarella nördlich P. 718, ca. 30 m vor dem Beginn der obern Serpentinen, schliesst am östlichen Strassenbord ein zermürbter Dolomit, zahlreiche Gastropoden und schön gekammerte Ceratitenhohlformen ein, neben eigentümlichen, keulenförmigen Bohrlöchern, welche wohl von *Gastrochaena* herrühren.

Die massige, oft völlig bankungslose Struktur (besonders in der V. Ganna) und das plötzliche Auftreten inmitten heteropischer Bildungen führen mich dazu, diese Dolomite als altes Korallenriff zu deuten. Leider kann ich diese Ansicht durch Fossilfunde nur ungenügend beweisen. Korallen fand ich nur an zwei Stellen: am Weg südlich des o von Pogliana sammelte ich im Anstehenden eine Einzelkoralle; im Wege, der von La Rasa nach dem M. Chiusarella führt, finden sich wenig östlich des Dorfes einige Bänke, welche von weitverzweigten Korallenstöcken ganz durchsetzt sind (auch höher oben im Weg trifft man noch vereinzelte Stöcke). Der schlechte Erhaltungszustand der Korallen erlaubt keine nähere Bestim-

mung. Das letztgenannte Vorkommen war übrigens schon Negri und Spreafico (78) bekannt.

Die Korallen haben ursprünglich wohl das ganze Riff erfüllt; ihre Struktur wurde indessen, wie das auch für die Dolomitriffe Südtirols (73) angenommen wird, durch die Dolomitisierung und auch infolge tektonischer Einflüsse grösstenteils verwischt. Dass letztere hier kräftig gewirkt haben, erhellt aus dem Umstand, dass der Dolomit auf weite Strecken als Breccie entwickelt ist, welche aus sekundär wieder zusammengekitteten, eckigen Dolomittrümmern besteht. Am schönsten lässt sich dies an der Militärstrasse nach dem M. Chiusarella in den Serpentinen nördlich Ravetta erkennen.

2. Obere Abteilung: Raiblerschichten (50—100 m).

Unter diesem Namen fasse ich eine Serie mannigfaltiger Gesteine zusammen, die sich zwischen die ladinisch-carnischen Kalke resp. Dolomite und den Hauptdolomit einschalten und die wohl grösstenteils lagunären Ursprungs sind: bunte Mergel Dolomite, Konglomerate mit dolomitischen Geröllen, Gipse und Rauchwacken. Die Serie entspricht den obercarnischen Gips- und Rauchwacken führenden bunten Mergeln der E-Lombardei. Wir kommen also dazu, durch Vergleich mit jener Gegend unsere bunten Raiblerschichten ins obere Carnien zu stellen; infolgedessen ergibt sich, wie das schon Frauenfelder (39, p. 299) betonte, die Konsequenz, dass wir einen grossen Teil der liegenden Kalke und Dolomite noch zum Carnien rechnen müssen. Die Grenze Ladinien–Carnien muss somit inmitten der obern Kalkzone des S. Giorgiogebietes und des Riffdolomites des westlichen Gebietsteiles angenommen werden.

Die Ausbildung der Raiblerschichten ist in unserm Gebiete ziemlichen Schwankungen unterworfen:

Im italienischen Teile des S. Giorgiogebietes sind die Raiblerschichten, ca. 100 m mächtig, meist unter den Schutthalden des Hauptdolomites verborgen und treten nur gelegentlich auf kurze Erstreckung in Hohlwegen hervor. Wenig jenseits der Landesgrenze, bei Albero di Sella, hat Frauenfelder (39, p. 297) von der N-Wand des Poncione d'Arzo ein Profil beschrieben, welches wohl auch für den italienischen Teil des S. Giorgiogebietes gültig ist.

Auf der W-Seite der V. d'Arcisate oberhalb des Laghetto Cigogna, nördlich Arcisate bedeckt mächtiger Hauptdolomit-

schutt die Raiblerschichten. Am E-Grat des M. Rho d'Arcisate sind sie hingegen gut aufgeschlossen. Von oben nach unten zeigen sich:

c. Grauer, gutgebankter, dichter bis körniger, harter Hauptdolomit; mit unebener, klaffender Grenzfläche auf b . . . . . × m.
b. Bunte (rötlich, lila, gelblich), knollige Mergeldolomite . . 7—10 m.
a. Bunte, blättrige Mergel im Wechsel mit Bänken eines weissen dichten Dolomites . . . . . 3 5 m.
Unaufgeschlossen.

Die Gesamtmächtigkeit der Raiblerschichten beträgt hier kaum 50 m, denn unweit unterhalb streben die Schiefer und Mergel der Kalkschieferzone aus Schutt und Vegetation hervor.

Nördlich des M. Minisfreddo ist die Mächtigkeit noch geringer; der Hauptdolomit tritt dort beinahe mit dem ladinisch-karnischen Dolomit in Kontakt. Ob diese Reduktion der Raiblerschichten primär oder durch Ausquetschung zwischen den beiden starren Dolomitmassen bedingt ist, kann wegen Schuttbedeckung nicht entschieden werden.

Im Trockentälchen, das sich vom M. Minisfreddo in SW-Richtung nach der V. Ganna hinabzieht, treffen wir bei ca. 650 m im Weg von S nach N folgendes Profil:

s. Gutgebankter, dichter bis körniger Hauptdolomit (Hangendes) × m.
r. Rötliche und graue, knollige Mergeldolomite . . . . . 15 m.
q. Rote blättrige Mergel . . . . . 1,5 m.
p. Gelblich und rötlich gefleckter, knolliger Mergeldolomit mit Einlagerung graugrüner, blättriger Mergel. . . . . 1,5 m.
o. Braune, graue, lila und rote blättrige Mergel mit kleinen Dolomitgeröllen . . . . . 1 m.
n. Oben rötlicher, unten grauer Mergeldolomit . . . . . 3 m.
m. Bräunlicher Dolomit. . . . . 6 m.
l. Rötlicher Mergeldolomit, mit roten Mergeln wechselnd . . 1,5 m.
k. Graues Konglomerat mit gerundeten bis eckigen nuss- bis faustgrossen Dolomitkomponenten . . . . . 3 m.
h. Nicht aufgeschlossen . . . . . 7,5 m.
g. Fein gebankte Dolomite . . . . . 1,5 m.
f. Rote Mergel . . . . . 1 m.
e. Graues Konglomerat mit gerundeten und eckigen Dolomitkomponenten . . . . . 1,5 m.
d. Gutgebankte Dolomite im Wechsel mit grünlichen Mergeln 2 m.
c. Rote tonige Mergel . . . . . 1 m.
b. Nicht aufgeschlossen . . . . . 5 m.
a. Massiger Korallendolomit (Liegendes) . . . . . × m.

In ähnlicher Zusammensetzung lassen sich die Raiblerschichten bis zu den Fornaci Montallegro verfolgen.

Auf der W-Seite der V. Ganna erscheinen sie in ziemlich veränderter Ausbildung: Oberhalb der Grotte di Val Ganna ist es ein Wechsel von bunten Mergeln, gelblichen bis blaugrauen Knollenmergeln und dünngebankten Dolomiten; bald

setzen aber massige, löcherige, rauchwackenähnliche Dolomite ein. Gegen W nehmen diese rasch überhand, so dass wir in den beiden Bächen nordwestlich Bregazzana und an der westlichen Olona fast eine einheitliche Dolomitmasse vor uns haben; nur an der Basis stellen sich feingebankte Dolomite ein, und im ganzen Komplexe zerstreut erscheinen Linsen von rotem, tonigem Mergel.

Der Raiblerdolomit ist immer leicht vom Hauptdolomit zu unterscheiden: er ist meist schneeweiss, sehr kristallinisch und knollig, löcherig oder rauchwackenartig verwittert; oft scheint er auch konglomeratisch zu sein. Besonders das vollständige Fehlen einer Bankung bildet ein gutes Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem Hauptdolomit.

Die Mächtigkeit der Raiblerschichten kann hier nicht genau bestimmt werden, da sie stark gefältelt sind. Sie dürfte 150—200 m betragen.

E. Norien. 0—400 m.

Im ganzen Gebiete des ostalpin-dinarischen Faziesbezirkes bringt diese Stufe wieder rein marine Sedimente zur Ablagerung: den Hauptdolomit. Die transgressive Lagerung über den lagunären Raiblerschichten zeigt sich in meinem Gebiete besonders schön in dem p. 568 wiedergegebenen Profil vom E-Grat des M. Rho d'Arcisate. Der Hauptdolomit ist scharf von den Raiblerdolomiten geschieden, auch da, wo er mit diesen in Kontakt tritt (Chiusarellagebiet). Seine Hauptmerkmale sind regelmässige Bankung, Kompaktheit und verhältnismässig grosse Härte. Er ist meist ziemlich grobkörnig-kristallinisch, und zeigt hell bis dunkelgraue Farbe; seltener sind feinkörnige bis dichte Varietäten von grauer bis grünlicher Färbung.

Auf dem Schlosshügel, P. 391, von Stabio (Mendrisiotto) ist der Hauptdolomit oft brecciös, stellenweise etwas rötlich gefärbt und enthält zuweilen silexähnliche Einschlüsse. Diese sind vielleicht als eingepresste Partien des hangenden Liaskieselkalkes zu deuten (dies scheint bei der gewaltigen Ausquetschung der Stabio-Antiklinale wohl möglich).

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites ist infolge einer im folgenden Kapitel zu besprechenden präliasischen Abtragung starken Schwankungen unterworfen. Für die verschiedenen Punkte habe ich folgende Werte festgestellt:

Cantine di Tremona	50—100 m
Tremona	ca. 300 „
T. Gaggiolo nördlich Arzo	0—400 „

Zwischen S. Rocco d'Arzo und Valle d'Arcisate ca. 400 m
M. Useria . . . . . „ 200 „
Zwischen Valle d'Arcisate und Valle della Rasa „ 150 „

Fossilien sind meist spärlich, immerhin ist das Leitfossil, *Worthenia Escheri Stopp.*, als Negativ verhältnismässig häufig im ganzen Gebiete anzutreffen. Meistens finden sich die Versteinerungen in Nestern gehäuft; solche erwähnt Mariani (68, p. 129 ff.) namentlich vom M. S. Elia und vom M. Orsa. Mariani (68, p. 130—131) und Frauenfelder (39, p. 301) zitieren aus meinem Aufnahmegebiete: *Megalodon Gümbeli Stopp.*, von S. Rocco d'Arzo, M. S. Elia, Cave d'Arzo, M. Orsa, Cave di Piamo (bei der Station Bisuschio-Viggiù), *Megalodon complanatus Gümb.* vom M. S. Elia, *Modiola humilis Tomm.* vom M. Useria, *Myoconcha radians Stopp.* vom M. Useria, *Gervilleia exilis Stopp.* vom Poncione d'Arzo und *Gyroporella vesiculifera Gümb.* vom Poncione d'Arzo.

Über neue Fossilfundpunkte kann ich folgendes berichten: An der Militärstrasse Viggiù-M. Orsa findet sich in der Spitzkehre nördlich P. 511 eine Bank voller Megalodon-Abdrücke. Im Tälchen, das sich vom Gipfel des M. Minisfreddo in SE-Richtung gegen den Riazzo hinabzieht, trifft man wenig unter dem Liaskontakt, auf einen Dolomit, welcher mit *Myophoria Balsami Stopp.* erfüllt ist. An der Militärstrasse M. Pravello–M. Orsa findet sich eine Bank mit unbestimmbaren Kalkalgen (wahrscheinlich *Gyroporella vesiculifera Gümb.*).

IV. Trias-Juragrenze.

Mit der Ablagerung des Hauptdolomites hat in unserm Aufnahmegebiete die bis dahin kontinuierliche Sedimentation ihr Ende erreicht. In spätnorischer oder frühhätischer Zeit wurde es, wie dies erstmals Frauenfelder (39, p. 310 ff.) ausgesprochen hat, aus dem Meere herausgehoben und bildete sehr wahrscheinlich für längere Zeit eine Landoberfläche, die vom Hauptdolomit gebildet war. Unteres Rhät kam in dieser Gegend nirgends zur Ablagerung. Im oberen Rhät (Conchodondolomit) war der W-Teil der Insel so weit abgetragen (sehr reduzierter Hauptdolomit), dass eine geringe Strandverschiebung das Meer darüber hinwegfluten liess; der E-Teil aber blieb Land, daher das Fehlen von rhätischen Ablagerungen daselbst. Die mit dieser ersten — oberrhätischen — Transgression verknüpfte Meeresbedeckung war nur von kurzer Dauer: eine zweite Hebung legte den ehemaligen W-Teil der Landoberfläche abermals trocken. In

dieser zweiten Landperiode wurden die hier eben abgelagerten oberrhätischen Schichten wieder erodiert bis auf wenige Relikte, die von der oberrhätischen Transgression zeugen. Im Lias sank dann, wie wir später näher auseinandersetzen werden, die ganze Insel wieder unter den Meeresspiegel, es ereignete sich die zweite — liassische — Transgression.

Um für die örtliche Bewertung der beiden Transgressionen einen Masstab an die Hand zu bekommen, füge ich hier eine Übersicht der intakten Sedimentserie Hauptdolomit-Oberlias ein, wie sie in der östlich anschliessenden Generosogruppe und in der Brianza, in Gebieten durchgehender Sedimentation, entwickelt ist.

	Stufen (nach Haug 49)	Ausbildung
Ob. Lias . .	Aalénien . . . / Toarcien . . .	Calcare ammonitico rosso
Mittl. Lias .	Domérien . . . / Pliensbachien .	rote und graue Mergelkalke
Unt. Lias . .	Lotharingien . / Sinémurien . . / Hettangien . .	lombardische Kieselkalke (ca. 1000 m)
Infralias . .	Rhétien . . .	Conchodondolomit / Lithodendronkalk / Contortaschichten (ca. 500 m)
Ob. Trias . .	Norien	Hauptdolomit ca. 1000 m

A. Die Transgression des Rhétien.

Das Vorkommen von rhätischen Schichten beschränkt sich auf den westlichen Gebietsteil, speziell auf die Umgebung der V. Ganna. Ein schönes Profil ist erschlossen in zwei kleinen Steinbrüchen im Tälchen, das sich von den Fornaci Montallegro nach Frascarolo (nördlich Induno) hinabzieht (s. Textfigur 1).

Von SE nach NW, d. h. vom untern zum obern Steinbruch, geologisch von oben nach unten, beobachten wir folgende Schichtserie (Schichten d—k sind am Eingang zum untern Steinbruche an dessen S-Wand aufgeschlossen):

Gehängeschutt.

k. Weisser bis gelblicher Mergeldolomit, erfüllt mit *Cardita munita Stopp.* . . . . . 0,5 m.

i. Heller Dolomit mit Korallen . . . . . 0,5 m.

h. Violette Kalkbreccie (wie f.) . . . . . 2,0 m.

Unebene, verzahnte Schichtfläche.

g. Oolith mit unbestimmbaren Bivalven und Gastropoden 0,7—1,5 m.

f. Violette, feinspätige Kalkbreccie, von Rissen durchzogen, die mit grünlicher Substanz ausgefüllt sind . . . . . 0,5—1,0 m.

Unebene, zackige Schichtfläche.

e. Weisser, unten brecciöser, oben dichter Dolomit mit prächtigen Stöcken von *Thecosmilia clathrata Emmr.* . . . . . 0,8 m.
d. Hellgrauer Oolith mit Korallen und häufigen kleinen Bivalven (*Cardita, Nucula*) und *Conchodon infraliasicum Stopp.* . . . . 1,0 m.
c. Hellgrauer, etwas mergeliger, zuweilen brecciöser Dolomit, ruht mit unebener Fläche auf . . . . . 10,0—12,0 m.
b. Kluft, mit Hauptdolomitbrocken und grünlichem Letten erfüllt × m.
a. Kompakter grauer Hauptdolomit . . . . . × m.

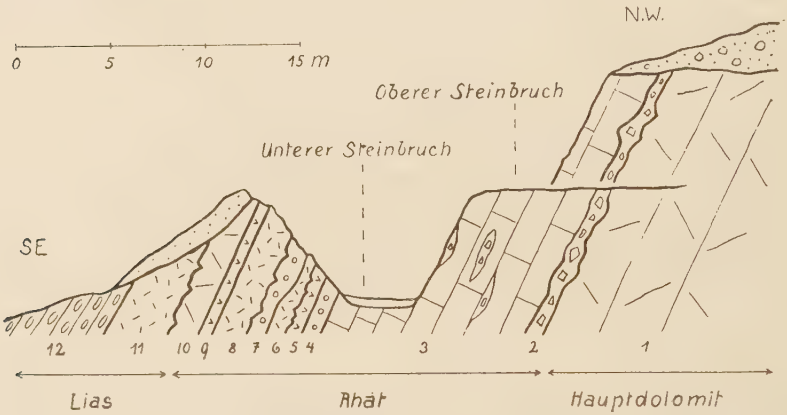


Fig. 1. Profil durch die Cava am Weg Frascarolo-Fornaci Montallegro.

Die Schichten b—h stelle ich ins obere Rhät (Conchodondolomit). Schicht b repräsentiert die Transgression des Conchodondolomites über den Hauptdolomit. Sie zeigt sich auch wenige Meter nordöstlich im Weg Frascarolo-Fornaci Montallegro: über dem Hauptdolomit liegt hier Hauptdolomitbreccie, über welcher eine mit grünlichem Letten und Hauptdolomitbrocken erfüllte Kluft folgt.

Innerhalb des Schichtkomplexes b—k sind zwei Unterbrüche der Sedimentation zu beobachten: eben abgelagerte Schichten sind dabei zum Teil wieder weggeführt worden und die Neusedimentation erfolgte auf den unebenen Grenzflächen zwischen e und f und zwischen g und h. Die violetten feinen Kalkbreccien f und h sind Transgressionsgesteine, das geht aus ihrer auffallenden Ähnlichkeit mit den Gesteinen der später zu besprechenden Liastransgression hervor. Es haben hier offenbar Hebungen und Senkungen des Meeresbodens stattgefunden, welche zweimal zu kurzfristiger Regression und Transgression Anlass gegeben haben. Nach Ablagerung von Schicht k wurde das Gebiet abermals für längere Zeit aus dem Meere gehoben und erst der Lias brachte wieder

kontinuierliche Meeresbedeckung (Schicht l und m der Textfigur 1).

Gegen E am SW-Abhang des M. Monarcho erscheinen über typischem Hauptdolomit zuweilen mergelige Dolomite und einzelne Mergelbänke, welche evtl. dem Rhät zuzurechnen sind. Das Fehlen von Fossilien und einer typischen Transgressionsfläche gegen den Hauptdolomit erlaubt uns aber keine sicheren Schlüsse. (Diese mergeligen Dolomite wurden deshalb auf der Karte einstweilen zum Hauptdolomit gerechnet.)

Ähnliche Verhältnisse wie in den Steinbrüchen am Weg Frascarolo-Fornaci Montallegro, treffen wir an der V. Gannastrasse, zwischen dem untern Tunnel und der Brücke bei P. 401. Dicht östlich der Brücke ist der Hauptdolomit brecciös und enthält öfters Infiltrationen von grünlichem Letten. 30 Schritt östlich der Brücke ist er von einer mit grünlichen, tonigen Mergeln ausgefüllten Kluft durchsetzt. Darüber folgt zunächst mit unebener, gewellter Schichtfläche ein heller Dolomit mit Einschlüssen von eckigen Hauptdolomitfragmenten und dann, bis zum Tunnel, eine Serie mergeliger Dolomite. In diesen sind 2 Mergelbänke (mit kleinen, seltenen Bivalven) eingeschaltet. An Tunneleingang tritt diese Serie infolge eines Bruches mit dem Lias-Kieselkalk in Kontakt. Aus den mergeligen Dolomiten stammt vermutlich das *Conchodon infraliasicum*, welches Mariani (68, p. 134) „aus Dolomit von Fontana degli Ammalati" erwähnt.

Weiter gegen W hin, im Gebiet von Bregazzana, gelang es mir nicht, rhätische Schichten nachzuweisen. Erst im Gebiete des M. Campo dei Fiori tritt wieder fossilführendes Oberrhät auf, aber auch hier transgressiv dem Hauptdolomit aufliegend und nach oben durch die Transgressionsgesteine des Lias begrenzt. (Mündliche Mitteilung von Herrn P. Leuzinger.)

B. Die Transgression des Lias.

Die Transgression des Lias lässt sich ununterbrochen durch das ganze Aufnahmegebiet verfolgen. Die Gesteine, die derselben ihre Entstehung verdanken und die wir bequemlichkeitshalber Transgressionsgesteine nennen wollen, sind mannigfaltiger Art. Vorherrschend sind mittelkörnige Kalk- und Echinodermenbreccien von weisser, gelblicher oder rötlicher Farbe und dichte, muschelig-brechende kieselfreie Kalke von denselben Farben. Wo das Liasmeer Steilböschungen begegnete,

bildeten sich grobe Breccien, bestehend aus Hauptdolomitfragmenten.[1])

Wo die Transgressionsgesteine in grösserer Ausdehnung an die Oberfläche treten, bilden sie ausgezeichnete Karrenfelder. Die Anwitterungsfläche ist weiss und häufig von rosaroten Krustenflechten überzogen. In Spalten und Klüften findet sich oft ein tonig-mergeliger Belag.

Die Transgressionsgesteine füllen alle Unebenheiten der alten rhätisch-unterliasischen Landoberfläche aus und dringen taschen- oder schlotartig in den liegenden Hauptdolomit ein. Ihre Lagerung weist dieselben Erscheinungen auf, wie sie GEYER (42, 43) für die Hierlatzfazies der Nordalpen beschrieben hat.

Die Transgressionsgesteine enthalten durch das ganze Gebiet hindurch autochthone Fossilien: Crinoiden, Brachiopoden und Pectiniden, letztere oft Lumachellen bildend. So charakteristisch diese Formen für die Entstehung der Ablagerung in der Littoralzone sind, so wenig eignen sie sich für stratigraphische Zwecke. In dieser Beziehung haben sie schon mehrfach Missdeutungen verursacht und wir werden sie daher bei der Altersbestimmung nicht berücksichtigen.

An den wenigen Punkten (Cave di Saltrio, S. Antonio di Besazio), wo neben den genannten Fossilien individuenreiche Ammonitenfaunen auftreten, erweisen sich diese als eingeschwemmt. Sie enthalten deshalb auch Formen verschiedener Altershorizonte. Für die Altersbestimmung der Transgression sind naturgemäss jeweils die jüngsten Formen ausschlaggebend. Wo Ammoniten fehlen, können uns nur stratigraphische Vergleiche zu einer relativen Altersbestimmung der Transgression verhelfen:

FRAUENFELDER (39, p. 326—327) glaubt, die Höhenlage der Transgression über den Raiblerschichten gebe ein Mittel an die Hand, um das Alter der Transgression zu bestimmen. Das ist nicht zutreffend. FRAUENFELDER zieht eben nicht in Betracht, dass die Raiblerschichten infolge der Heraushebung der rhätisch-unterliasischen Landoberfläche ihre horizontale Lage eingebüsst haben. Wenn wir das Alter der Transgression bestimmen wollen, müssen wir vielmehr ausgehen von einem Element, das jünger ist als die genannte Hebung. Am geeignetsten hiefür ist die Grenze zwischen dem über den Transgressionsgesteinen liegenden Kieselkalke und dem Do-

[1]) Diese Breccien werden von den Steinhauern Macchia vecchia oder Brocatello genannt. Sie nehmen eine prachtvolle Politur an und werden zu Altartafeln, Chorbalustraden u. dgl. verarbeitet.

mérien. Vergegenwärtigen wir uns das Relief der rhätischen Landoberfläche, so ist es einleuchtend, dass, je weiter das Meer über das ansteigende Festland sich ausbreitete, sukzessive jüngere Kieselkalk-Horizonte zur Transgression kamen, welche immer weniger weit unter dem Domérien lagen. Die Mächtigkeit des zwischen den Transgressionsgesteinen und dem Domérien liegenden Kieselkalkes wird uns also über das relative Alter der Transgression Aufschluss geben. Sie gibt uns ein Mittel in die Hand, direkt das Relief der alten Landoberfläche zu rekonstruieren:

Trägt man von einer Horizontalen (*AA* in Fig. 2 der Taf. XXI), welche das WE-Profil der oberen Grenzfläche des Kieselkalkes zur Domérienzeit darstellt, die verschiedenen Kieselkalkmächtigkeiten als absteigende Koordinaten ab, so geben die Endpunkte der Koordinaten eine Linie (*BB*) an, welche das WE-Profil der rhätischen Landoberfläche, wie sie das transgredierende Liasmeer vorfand, wiedergibt.

Trägt man in ähnlicher Weise an der Linie *BB* nach unten die verschiedenen Hauptdolomitmächtigkeiten ab, so ergibt sich das WE-Profil der oberen Grenzfläche der Raiblerschichten (*CC*), wie sie beim Einsetzen der Liastransgression vorlag. Wo diese Profillinie ganz oder annähernd horizontal ist, haben die Raiblerschichten in rhätischer Zeit keine nennenswerte Verstellung erfahren; wo sie geneigt ist, gibt sie den Betrag der rhätischen Hebung an.

Bei der Beschreibung der Liastransgression werden wir nun folgenden Weg einschlagen: Wir beginnen in den Cave di Saltrio, wo eine reiche Ammonitenfauna uns das Alter der Transgression genau bestimmen lässt, messen hier die Mächtigkeit des Kieselkalkes und begeben uns dann mit diesem Massstabe nach den umliegenden Gegenden. Wo wir gleiche Kieselkalkmächtigkeit haben, ist auch die Transgression gleich alt wie bei Saltrio, wo wir geringere Mächtigkeit haben ist sie jünger, wo wir grössere Mächtigkeit haben, älter als bei Saltrio. Vorausgesetzt wird natürlich, dass die Sedimentationsgeschwindigkeit im Kieselkalk überall ungefähr dieselbe ist. Dies dürfen wir aber bei der enormen Gleichförmigkeit der Ablagerung wohl annehmen.

1. Cave di Saltrio.

Nördlich Saltrio, auf dem Rücken, der sich vom Poncione d'Arzo nach SE hinabzieht, werden seit alters die zwischen Hauptdolomit und Kieselkalk liegenden, ca. 5—8 m mächtigen Transgressionsgesteine in gewaltigen, unterirdischen Stein-

brüchen ausgebeutet. Spreafico (in Taramelli 123, p. 146) gibt ein treffliches Detailprofil. Es hat freilich angesichts des raschen Gesteinswechsels gerade nur für die Stelle Gültigkeit, an der es aufgenommen wurde. Die hier in ihrer gesamten Mächtigkeit ausgebeuteten Transgressionsgesteine sind feine, spätige bis zuckerkörnige Kalkbreccien von grauer bis gelblicher Farbe (Marmo di Saltrio).

Durch den Steinbruchbetrieb ist die schon erwähnte reiche „Fauna von Saltrio" zutage gefördert worden. Parona (84, 87, 89, 91) hat sie bearbeitet. Er zitiert über 100 Spezies: Crinoiden, Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Nautiliden und Ammoniten.

Unter den Ammoniten interessieren speziell 16 Arten, die auch aus andern Gegenden bekannt sind. Davon gehören zur

Zone	des	Oxynoticeras oxynotum . . 6
„	„	Asteroceras obtusum . . . 5
„	„	Deroceras Birchi 2
„	„	Arnioceras semicostatum . 2
„	„	Arietites Buklandi 1

Gestützt auf dieses Zahlenverhältnis stellen wir mit Frauenfelder die Fauna ins Lotharingien, an die Grenze der Zonen des Asteroceres obtusum und des Oxynoticeras oxynotum. Die 5 auf tiefere Zonen hinweisenden Spezies betrachten wir als aufgearbeitet. Ob die Zone des Oxynoticeras oxynotum noch ganz in der Transgressionsfazies entwickelt ist, oder ob sie noch die untersten Partien des hangenden Kieselkalkes umfasst, kann infolge Fehlens von Fossilien im Kieselkalk nicht entschieden werden. Ich halte den letzteren Fall für wahrscheinlicher.

Die Transgression liegt also in den Cave di Saltrio im Lotharingien, an der Grenze der Zonen des Asteroceras obtusum und des Oxynoticeras oxynotum. Der hangende Kieselkalk ist hier 150 m mächtig.

2. Gebiet östlich Saltrio, bei Arzo, Besazio und Tremona.

(Figur 1, Tafel XXI.)

a. Arzo. Von den Cave di Saltrio zieht sich das Ausgehende der Transgressionsgesteine in SE-Richtung in die Valle d'Arzo hinab; jenseits derselben, auf Schweizerboden, sind darin mehrere kleine Steinbrüche angelegt. Die Mächtigkeit des Kieselkalkes beträgt hier nur noch ca. 50 m; die Transgression ist also hier beträchtlich jünger als bei Saltrio. Gegen E zu

nimmt die Mächtigkeit des Kieselkalkes weiterhin ab, so dass am Waldrand nördlich des Dorfes Arzo (beim Rebhäuschen) die Transgressionsgesteine nur noch einige Meter unter dem Domérien liegen. Leider verhindert Moränenbedeckung das Verfolgen dieser Verhältnisse in östlicher Richtung.

Östlich Arzo, bei P. 511, an der Wegabzweigung nach S. Rocco treffen wir wieder auf anstehenden Lias. Der Kieselkalk ist ganz verschwunden; das Domérien liegt unmittelbar auf Hauptdolomit. Am östlichen Wegrand sind die 35° SW fallenden Hauptdolomitbänke senkrecht abgeschnitten, ja etwas unterhöhlt, und in der als Weggraben dienenden Hohlkehle (Brandungshohlkehle?) liegen eckige, grobe Hauptdolomittrümmer und seltene Kieselkalkgerölle, eingebettet in eine gelbliche, lehmige Masse. Auf der westlichen Wegseite folgt darüber ein grossblockiges Konglomerat: bunte Kalkgerölle in roter, mergeliger Grundmasse; darüber lagern (am Anfang des Weges aufgeschlossen), rote, teilweise geschichtete, glimmerreiche Mergelkalke, und Marmorkalke mit nuss- bis kopfgrossen, gerundeten und eckigen Bruchstücken von grauem und rötlichem Kalkstein. Dazwischen eingeschaltet sind Nester gefältelter, roter Mergel. Mergel- und Marmorkalk führen Belemniten und Ammoniten; diese Fossilien sind meist zerdrückt und schwer aus dem Gestein zu lösen. Bestimmbar war nur ein aus dem Mergelkalk stammender *Hildoceras cornocaldense Tausch.* Durch diesen Fund ist die Ablagerung als Domérien bestimmt; auch ihr transgressiver Charakter kann nicht bestritten werden.

Das Auskeilen des Kieselkalkes zwischen Saltrio und Arzo ist die Folge eines Anstieges der alten rhätisch-unterliassischen Landoberfläche von Saltrio gegen E hin. Dieser Anstieg seinerseits ist bedingt durch ein Aufbiegen der triadischen Schichten gegen E, welches in der Gegend von Arzo ca. 10—20° beträgt (Taf. XXI, Fig. 1 u. 2). Infolge davon besteht zwischen den präund postrhätischen Schichten eine leichte Diskordanz, welche in den abweichenden Streichrichtungen der beiden Schichtkomplexe ihren Ausdruck findet (vergl. Taf. XX). Am Waldrand nordwestlich ob Arzo ist die Diskordanz am besten zu erkennen und kann hier zu 12° errechnet werden, nach folgenden Daten: Der Kieselkalk streicht N 80° E und fällt mit 30° gegen SSE; das macht, bezogen auf ein Profiltracé von N 70° E (Fig. 1 der Tafel XXI), 6° WSW-Gefälle aus; der liegende Hauptdolomit streicht N 75° W und fällt 30° SSW, was auf dasselbe Profiltracé bezogen, 18° WSW-Gefälle ergibt. So

erhalten wir eine Diskordanz von 12° zwischen Hauptdolomit und Kieselkalk.

Während von den Cave di Saltrio nach E zu das Streichen der postrhätischen Schichten immer ziemlich konstant zwischen N 70° E und EW sich hält, biegt das Streichen des Hauptdolomites allmählich nach SE ab (s. Tafel XX), und zwar um so stärker, je mehr wir uns Arzo nähern, in dessen Süden die Sohle einer Synklinale liegt, der Synklinale von Tremona (siehe tektonischer Teil p. 623 und Textfig. 7).

In der Sohle der Synklinale messen wir im Hauptdolomit ein Streichen von N 20° W und ein Fallen von 20° WSW. Dieses rechtwinklige Umbiegen des Hauptdolomitstreichens möchte ich in der Weise erklären, dass sich hier zwei verschieden gerichtete Faltungen miteinander kombinieren: eine rhätische NS gerichtete und eine alpine EW gerichtete. Da wo wir starkes alpines Gefälle haben (also im N-Schenkel der Synklinale von Tremona), ist das rhätische Gefälle mehr oder weniger verwischt (das Hauptdolomitstreichen ist lediglich aus der Richtung N 70° E in die Richtung N 60—80° W abgedreht); da wo das alpine Gefälle dagegen, in Annäherung an die Synklinale von Tremona, abnimmt, tritt das rhätische deutlicher hervor, am schönsten eben in der Sohle der Synklinale, wo zum rhätischen WSW-Gefälle nur ein leichtes westliches Axialgefälle der Mulde hinzutreten dürfte (vergl. Fig. 1 und 2 der Tafel XXI).

Das nächstöstliche Vorkommen von Transgressionsgesteinen findet sich 300 m östlich P. 488 (Arzo) am W-Fuss des aus Hauptdolomit bestehenden Hügelsporns; der Aufschluss ist aber ungünstig und räumlich sehr beschränkt.

b. Besazio. Bessere Aufschlüsse liegen gegen Besazio zu, am Waldrand nordwestlich der Kirche S. Antonio (ca. beim ersten o). Dort liegt auf dem Hauptdolomit eine rote, splittrig brechende Crinoiden- und Ammonitenbreccie. Frauenfelder (139, p. 329 u. 347) hält das Vorkommen für Ammonitico rosso (Toarcien), der infolge einer Verwerfung auf dem Hauptdolomit liegen soll. Fazies, Lagerung und Fossilführung widerlegen diese Ansicht: das Gestein von S. Antonio ist typisches Transgressionsgestein, genau wie dasjenige der Cave d'Arzo; es ist total verschieden vom weichen Mergelgestein des Ammonitico rosso. Die Crinoidenfragmente und Brachiopoden der Cave d'Arzogesteine finden sich auch hier als autochthone Fossilien, während die Ammoniten eingeschwemmt sind. Die S. Antoniobreccie liegt unmittelbar auf Hauptdolomit; der

Zusammenhang mit den Gesteinen der Cave d'Arzo und der Cave di Besazio ist Schritt für Schritt zu verfolgen.

Die Ammoniten weisen dieses Vorkommen ins untere Domérien (= Schichten 2 u von C. Renz, 104), wie aus folgender Tabelle ersichtlich ist:

	RENZ: Breggiaschlucht (104) Schicht 2 u	RENZ: Breggiaschlucht (104) Schicht 2 o	BETTONI: Dom. di Brescia (12)	BONARELLI: Dom. Brianza (19)	FUCINI: App. centrale (41)	ROSENBERG: Kratzalpe (113)	HAAS: Ballino (47)	GEYER: Schafberg (45)	GEYER: Hierlatz (44)
Phylloceras tenuistriatum Mgh.								×	
Ph. frondosum (non Reyn) Rosenb.						×			
Rhacophyllites limatus Rosenb.		×				×			
Rh. cf. diopsis Gemm.									×
Lytoceras Capellinii Bett.		×	×						
Oxynoticeras oxynotum Quenst.									×
Aegoceras capricornum Schloth.	×					×		×	
Harpoceras kurrianum Opp.		×	×	×				×	
H. Bassanii Fuc.	×				×		×		
Grammoceras celebratum Fuc.	×	×			×	×			
G. sp. ind. Rosenb. Taf. XV, fig. 14						×			
Hildoceras cornocaldense Tausch	×		×	×	×	×			
H. boscense Reyn.	×	×	×	×	×	×		×	

Auch hier ist also das Alter der Transgression sicher bestimmt: sie liegt im untern Domérien.

Das Ausgehende der Transgressionsgesteine ist von hier gegen E ununterbrochen über die ganze Reihe der Cave di Besazio bis an deren E-Ende zu verfolgen. Ammoniten fand ich hier nirgends. Das Hangende der Transgressionsgesteine ist unter Moräne verborgen; wir wissen deshalb nicht, ob hier der Kieselkalk wieder eingesetzt hat oder ob wir hier noch das Domérien in Transgression haben. Ich nehme das letztere an: in sämtlichen Steinbrüchen von Besazio beobachtete ich nämlich zwischen den bunten Kalken Einlagerungen von intensiv roten, dünnbankigen, glimmerführenden Mergeln und Mergelkalken, die von normalem Domérien nicht zu unterscheiden sind. Ich glaube nicht, dass man, wie dies Frauenfelder tut, alle diese Mergel und Mergelkalke kurzweg als „terra rossa" bezeichnen darf, sondern halte sie für normales Domériensediment, das zwischen die typischen Transgressionsgesteine

eingelagert ist. Vielleicht wird einmal ein Ammonitenfund in diesen roten Mergelkalken meine Ansicht bestätigen.

c. Tremona. Sichere Schlüsse lässt wieder das Liasvorkommen am S-Ausgang von Tremona zu. Am Beginn des Stationenweges nach S. Agata treffen wir auf typische Transgressionsgesteine; darüber folgt wenig Kieselkalk und dann sofort rotes, fossilführendes Domérien in einem kleinen Steinbruch am Strässchen südlich Tremona. Die wenige Meter betragende Mächtigkeit des Kieselkalkes zeigt, dass die Transgression hier wenig älter ist als unteres Domérien, also sich in der jüngsten Pliensbachienzeit ereignet hat. Ungefähr gleichen Alters dürfte sie sein beim Liasvorkommen zwischen Barozzo und M. Olivetto (nördlich Rancate), wo die Transgressionsgesteine ebenfalls von nur wenig mächtigem Kieselkalk bedeckt werden. Der Kontakt gegen das Domérien ist allerdings nicht aufgeschlossen; am Abhang direkt südlich unterhalb folgt aber sehr bald Radiolarit und Majolica; die Mächtigkeit des Kieselkalkes muss also ganz gering sein.

Das Wiedereinsetzen des Kieselkalkes zeigt an, dass hier der höchste Teil der rhätischen Landoberfläche schon überschritten ist; wir befinden uns bereits an ihrem E-Abfall.

Dieses Abtauchen der Landoberfläche gegen E offenbart sich besonders schön in den Aufschlüssen nördlich und östlich Tremona (vergl. Fig. 1 u. 2 der Tafel XXI): Vom E-Rand der fünfeckigen Waldwiese südsüdöstlich des Castello (nördlich Tremona) zieht sich ostwärts ein breites Band von Transgressionsgesteinen über die Cantine di Tremona bis zur Hauptdolomitzinne der „Mitra del Vescovo" hinab. Es besitzt ein östliches Gefälle von ca. 12—15°. Dieses ist aber nicht durch ein östliches Axialgefälle der Mulde von Tremona bedingt (Fig. 1, Tafel XXI); denn sowohl der Kieselkalk, als auch der Hauptdolomit fallen (bei einem Streichen von N 60° W) 20° SW, was, bezogen auf die normale Streichrichtung von N 70° E im Gegenteil ein westliches Axialgefälle von 15° bedeutet. Die Auflagerungsfläche der Transgressionsgesteine und das Einfallen des Kieselkalkes bilden somit einen Winkel von ca. 25—30° miteinander. Bringen wir den Kieselkalk in seine ursprüngliche horizontale Lage zurück (s. Fig. 2 der Taf. XXI), so wird ersichtlich, dass die Transgressionsfläche bezw. die rhätische Landoberfläche mit ca. 25—30° gegen E abfiel.

Dieser steile Abfall ist aber, wie wir gesehen haben, keineswegs durch ein E-Fallen des Hauptdolomits und der unter ihm liegenden Schichten bedingt, sondern verdankt seine Ent-

stehung der rhätisch-unterliasischen Erosion, welche den bei Tremona noch ca. 300 m mächtigen Hauptdolomit auf kurze Distanz bis auf 50—100 m abgetragen hat. Die Verhältnisse ändern sich aber, wenig bevor das Anstehende unter dem Quartär der Talsohle von Mendrisio verschwindet. Auf der oben schon erwähnten Kuppe der Mitra del Vescovo sehen wir das WSW-Fallen des Hauptdolomits umbiegen in ESE-Fallen. Wir beobachten an der Mitra del Vescovo: W-Ende: Streichen N 15° W, Fallen 42° WSW; Mitte: Streichen N 60 E, Fallen 15° SSE; E-Ende: Streichen N 15° E, Fallen 30° ESE. Erst von hier ab ist der Steilabfall der rhätischen Landoberfläche durch E-Gefälle der triadischen Schichten bedingt. Die Transgressionsfläche geht nun parallel mit der Fallrichtung des Hauptdolomits, daher reduziert sich seine Mächtigkeit nicht mehr weiter. Ohne E-Gefälle müsste er bald gänzlich auskeilen und der transgressive Lias käme auf Raiblerschichten und allmählich auf immer tiefere triadische Bildungen zu liegen. Dass dies nicht der Fall ist, zeigt das Hauptdolomitvorkommen an der Generosobahn bei etwa 530 m. Die Diskordanz zwischen Hauptdolomit und Kieselkalk beträgt dort ca. 30°: Einfallen des Hauptdolomits 60—65° E, des Kieselkalks 30—35° E.

Die Mächtigkeit des Kieselkalkes am E-Rande des Plateaus von Tremona nimmt von W nach E rasch zu; immer ältere Kieselkalkbänke liegen den Transgressionsschichten auf (Fig. 1 der Taf. XXI). Am östlichen Erosionsrand des Liasvorkommens beträgt sie ca. 175 m, bei den untern Cantine ca. 150 m, also gerade so viel wie bei Saltrio; die Transgression dürfte also hier gleich alt sein wie an jenem Orte, also im Lotharingien liegen. Dass sie unterliasisch ist, beweisen die von Merian (71) hier gesammelten Arietiten. 1,5 km weiter nach E, an der Generoso-Bahn, liegt die Transgression schon mitten im Hettangien. Darüber folgen nach Frauenfelder (39, p. 321) noch ca. 700—800 m Kieselkalk.

Aus all dem geht hervor, dass der Abfall der rhätischen Landoberfläche von Tremona aus ostwärts äusserst jäh gewesen ist. Hierauf deutet übrigens auch die Ausbildung und Lagerung der Transgressionsschichten. Ich weise speziell auf die grobblockige Beschaffenheit der Konglomerate und Hauptdolomitbreccien hin, die nördlich der oberen Cantine di Tremona dem Hauptdolomit aufliegen.

Was die Lagerung betrifft, so mache ich auf zwei Stellen besonders aufmerksam: 1. Auf dem Gipfel des Castello (nördlich Tremona) finden wir bei ca. 650 m im Hauptdolomit ein taschen-

förmiges Liasrelikt, das die Ausfüllung einer Spalte des alten Hauptdolomitkarrenfeldes darstellt. Ca. 40 m tiefer, am NE-Rande der fünfeckigen Waldwiese, sind die Transgressionsgesteine in mächtiger Entwicklung in den Hauptdolomit eingelagert. Die Verbindung beider Vorkommen lässt auf eine steile Wand schliessen, welche seinerzeit den Uferrand des Meeres gebildet hat und später von diesem eingedeckt wurde (s. Textfig. 2). 2. Auf der E-Seite des Hügels P. 523 (nördl. Rancate) findet sich ein NS streichendes Band von Transgressionsgesteinen (bunte Kalke). Sie sind in eine Nische des Hauptdolomits eingelagert und stechen an einer Stelle sogar darunter ein. Auch hier denke ich an die Ausfüllung einer alten Brandungshohlkehle (s. Textfig. 3).

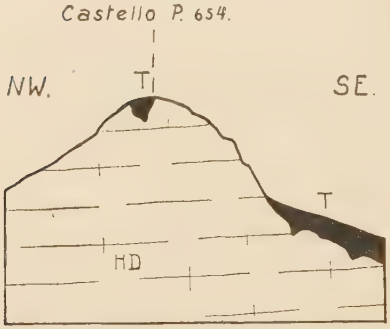


Fig. 2. Liastransgression am Castello di Tremona. Masstab ca. 1 : 5000. HD = Hauptdolomit, T = Transgressionsfazies des Lias.

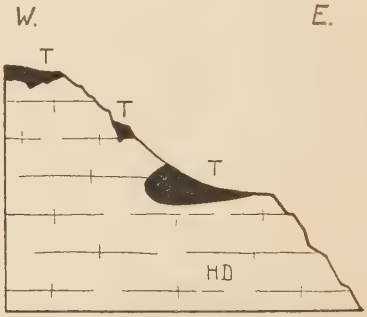


Fig. 3. Liasische Brandungshohlkehle auf der E-Seite des P. 523 (nördlich Rancate). Masstab ca. 1 : 8000.

Damit glaube ich die Erscheinungen der Liastransgression bei Tremona zur Genüge dargelegt zu haben. Eine nähere Besprechung erheischen noch die berühmten Marmorbrüche von Arzo (Cave d'Arzo).

Ausgehend vom transgressiven Domérien von S. Antonio (Besazio), kann man die Transgressionsgesteine am Rande des Plateaus von Tremona (P. 560) verfolgen bis zur Strasse Tremona—Meride (P. 568). A priori wäre zu erwarten, dass gegen das Tälchen des T. Gaggiolo zu, in welches das Plateau von Tremona mit ziemlich steiler Böschung abfällt, der unterlagernde Hauptdolomit, der hier EW streicht und flach S fällt, wieder zutage treten würde. Dem ist aber nicht so, sondern es werden die Hauptdolomitbänke auf dem ganzen Abhang,

bis hinab in die Talsohle, diskordant von groben Transgressionsbreccien und bunten Brachiopoden- und Crinoidenkalken überlagert. Diese Böschung hat also schon in der der Liastransgression vorausgehenden Zeit bestanden (s. Fig. 1 der Taf. XXI).

Auch im Bett des T. Gaggiolo, das ein sehr schwaches S-Gefälle aufweist, finden sich mehrfach bunte Liasgesteine, vornehmlich in brecciöser Ausbildung: ein südliches Vorkommen erstreckt sich bis zur Mühle südlich des G von Gaggiolo; nördlich dieses Vorkommens von den Fornaci bis zur nördlichen Mühle bildet wieder Hauptdolomit das Bachbett, dann aber setzen nach N zu wieder die Liasbreccien ein. Diese werden in einem kleinen Steinbruch westlich der Strasse Arzo-Meride gebrochen und lassen sich der Strasse entlang ununterbrochen bis an den Waldrand verfolgen, wo unter dem Wiesengelände die Raiblerschichten vorausgesetzt werden müssen. Der Hauptdolomit fehlt also an dieser Stelle vollständig; Liasbreccien müssen direkt auf den (nicht aufgeschlossenen) Raiblerschichten liegen. Da wenig westlich und östlich dieser Stelle der Hauptdolomit wieder vorhanden ist, muss hier eine NS-laufende Rinne angenommen werden, die zur Rhät-Liaszeit den Hauptdolomit in seiner ganzen Mächtigkeit durchsägt hat.

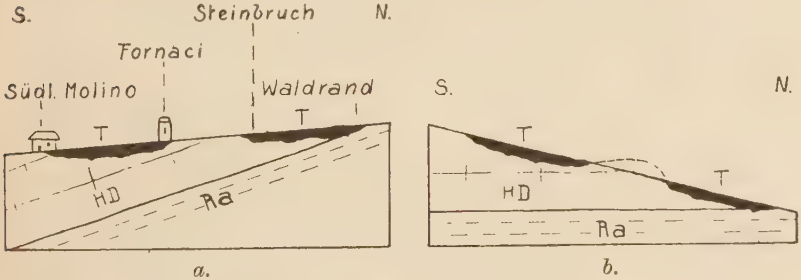


Fig. 4. *a.* Profil längs des T. Gaggiolo nordöstlich Arzo; *b.* Dasselbe vor der Alpenfaltung. Masstab 1 : 15,000.
HD = Hauptdolomit, Ra = Raiblerschichten, T = Transgressionsfazies des Lias.

Betrachten wir die Auflagerungsfläche der Breccien im Talweg des Gaggiolotälchens, welche ziemlich genau mit dem schwach südlichen Gefälle des Bachbettes zusammenfällt, so erkennen wir, dass sie den ca. 25—30° S fallenden Hauptdolomit diskordant abschneidet (Textfig. 4a). Die Aufrichtung des Hauptdolomits ist, aus dem Streichen zu schliessen, bedingt durch die junge Alpenfaltung. Denken wir uns diese ausgeschaltet, d. h. den Hauptdolomit horizontal gelagert, so

resultiert für die Transgressionsfläche ein nördliches Gefälle (Textfig. 4b).

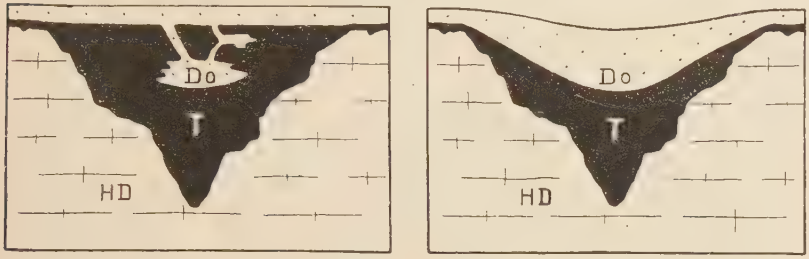
Von dem unten an der Strasse Arzo—Meride liegenden Brocatellosteinbruch in W-Richtung den Hang hinaufsteigend, beobachtet man, dass die Breccien bald aufhören und wieder Hauptdolomit ansteht (Streichen N 65° E, Fallen 20° S), der nur in Form einzelner Taschen bunte Liassedimente enthält. Erst in den darüberliegenden Marmorbrüchen liegt auf dem Hauptdolomit wieder eine durchgehende Decke von Transgressionssedimenten. Bei einer Breite von ca. 200 m steigt sie von den Fornaci nach NW zu an und reicht beinahe bis an den durch den Hauptdolomit gebildeten Felskamm. Von dem W-Rand der Cave d'Arzo über S. Rocco bis zu dem transgredierenden Domérien an der Wegabzweigung von P. 511 (s. Seite 577), fehlen heute jegliche Liassedimente, doch muss der Hauptdolomitrücken von S. Rocco einmal einen Mantel aus solchen getragen haben.

Das sind die Verhältnisse, wie sie uns die Aufschlüsse im Tälchen des T. Gaggiolo zeigen. Ihre Erklärung scheint mir nur möglich durch die Annahme einer alten, schluchtartigen Erosionsrinne, die ziemlich genau mit dem heutigen Gaggiolotälchen zusammenfällt, deren Gefälle aber entgegengesetzt war. In diese steilgeböschte Rinne brandete das vorrückende Liasmeer fjordartig hinein und brachte von N nach S immer jüngere Liasstufen zur Ablagerung: die Breccien in der Talsohle des T. Gaggiolo sind also von N nach S immer jüngeren Alters. Dasselbe gilt für die Transgressionsgesteine am E-Hang des Tälchens und diejenigen der Cave d'Arzo, welche die Verkleidung der beidseitigen Seitenwände der Rinne repräsentieren: von unten nach oben sind immer jüngere Liasstufen in Transgression. In den Cave d'Arzo beidseits des T. Gaggiolo sind also die verschiedensten Liasstufen bis zum Domérien vertreten.[1]) Das Domérien liegt über der ausgefüllten Rinne im Niveau der Transgressionsgesteine des Tremonaplateaus.

Nun finden sich aber in tieferem Niveau, in der untersten grossen Cava bei den Fornaci, zwischen typische Transgressionsgesteine eingeschaltet, rote und graue, glimmerführende Mergelkalke, die ich für Domérien halte, da sie sich von normalem Domériensediment in keiner Weise unterscheiden. Das Vorkommen von Domérien in diesem übertieften Niveau kann man

[1]) Der von Parona (92) aus den Cave d'Arzo beschriebene und von Frauenfelder (39, p. 328) angefochtene *Polymorphites Jamesoni* kann also gut von hier stammen.

sich auf zweierlei Weise erklären: entweder sind hier während der Ausfüllung der Rinne mit unregelmässig-blockigen Transgressionsgesteinen Hohlräume frei geblieben, in welche dann später auf Klüften und Spalten normales Domérien-Sediment in schlammigem Zustande eindringen konnte (Textfig. 5a), oder die Rinne war zu Beginn des Domérien noch nicht ganz ausgefüllt und Doméríensedimente kamen so in übertieftem Niveau zur Ablagerung (Textfig. 5b).



a. *b.*

Fig. 5. Cave di Marmo Arzo: Domérienmergelkalke in übertieftem Niveau; *a.* = erste Deutung; *b.* = zweite Deutung. Masstab 1 : 12,500.
Do = Domérien, T = Transgressionsfazies des Lias, HD = Hauptdolomit.

Dass die Sedimentation im Innern der Rinne nicht unter normalen Verhältnissen vor sich ging, ersehen wir daraus, dass der Kieselkalk fehlt, während doch unterer Mittellias (Pliensbachien) und Unterlias (Lotharingien, evtl. auch Sinémurien) anscheinend vorhanden sind.

Meine Auffassung der Verhältnisse bei Arzo weicht in mancher Hinsicht von derjenigen Frauenfelders ab. Dieser Autor postuliert unterliasisches Alter und Gleichaltrigkeit für die gesamten Ablagerungen der Gegend von Tremona und Arzo (39, p. 328). Zu dieser Auffassung führte ihn hauptsächlich die unrichtige Beurteilung der Hauptdolomitmächtigkeit in der Gegend von Tremona (39, p. 311). In seinem stratigraphischen Profile der Sedimentationsverhältnisse (39, Pl. 6) gibt er für diese Stelle die gleiche Mächtigkeit an, wie für das Gebiet weiter östlich bei den Cantinen von Tremona, wo sie tatsächlich etwa dreimal kleiner ist. Deshalb erhält Frauenfelder in der Liasmulde östlich Tremona auch kein E-Gefälle der Transgressionsschichten und musste den Kieselkalk jener Mulde überall für gleichaltrig ansehen. Infolge der zu gering angenommenen Hauptdolomitmächtigkeit auf dem Plateau von Tremona konnte er auf seinem Profil auch den Abfall der Transgressionsfläche gegen die Cave d'Arzo nicht zur Dar-

stellung bringen; erst auf der W-Seite des T. Gaggiolo konstatiert FRAUENFELDER eine Zunahme der Hauptdolomitmächtigkeit und leitet daraus das Vorhandensein einer Steilküste ab. Diese letztere gilt auch in meiner Interpretation; es steht ihr aber auf der E-Seite des Tälchens eine andere Steilküste gegenüber. Auch die diskordante Auflagerung der Liasbreccien auf den Hauptdolomit in der Talsohle des T. Gaggiolo scheint FRAUENFELDER entgangen zu sein Das Fehlen von Kieselkalk in der Gegend zwischen Arzo und Tremona erklärt er durch Erosion; als Beweis dafür führt er ein Kieselkalkrelikt südwestlich Tremona an, dessen Vorhandensein aber nicht bestätigt werden konnte (39, p. 329). Dafür übersah FRAUENFELDER den Kieselkalk und das Domérien der S. Agata von Tremona. Dass es sich bei der Ammonitenbreccie von S. Antonio (Besazio) um transgressives Domérien und nicht um tektonisch verschleppten Ammonitico rosso handelt, ist oben ausführlich erörtert worden (p. 578).

Die Differenzen zwischen der Auffassung FRAUENFELDER's und der meinigen treten klar zutage beim Vergleich seiner graphischen Darstellungen (39, Pl. 6 u. Pl. 8, No. IV) mit den meinigen (Fig. 1 u. 2 der Taf. XXI).

3. Gebiet westlich Saltrio, bei Viggiù, Induno und Bregazzana.

a. Viggiù. Von Saltrio verfolgen wir die Transgressionsschichten ununterbrochen nach W bis zur V. d'Arcisate; auf der ganzen Strecke sind es immer dieselben grauen, feinkörnigen und spätigen Kalkbreccien und dichten Kalke. Die Mächtigkeit des Kieselkalkes bleibt konstant ca. 150 m; die Transgression ist somit auf der ganzen Strecke ungefähr gleich alt wie bei Saltrio. Da sich auch die Mächtigkeit des Hauptdolomits, mit Ausnahme einer sofort zu erwähnenden Stelle, nicht ändert, besteht auch keine durch die rhätische Hebung bedingte Diskordanz zwischen Hauptdolomit und Lias. Die eben angedeutete Ausnahme zeigt sich zwischen Monte Orsa und Monte S. Elia, wo, getrennt durch den Hügel P. 664, zwei Depressionen auftreten. In diesen finden sich, schon 20—30 m über den Raiblerschichten, bunte Liasbreccien. Gegen S greifen sie auf immer höhere Hauptdolomithorizonte über, ganz gleich wie im Gaggiolotälchen bei Arzo. Wir haben also auch hier im Hauptdolomit alte, nach N fallende Erosionsrinnen anzunehmen. Die Auskleidung der Rinnenwände, wie man sie bei Arzo beobachtet, ist hier nicht mehr erhalten; die Breccien entsprechen vielmehr nur der Ausfüllung der Rinnensohle.

Transgressionsgesteine finden wir wieder in den Cave di Brenno. Da Fossilien fehlen und die Kieselkalkmächtigkeit nicht zu ermitteln ist, kann auch das relative Alter der Transgression nicht direkt bestimmt werden. Die rhätische Landoberfläche lag hier infolge der Abtragung des Hauptdolomits (ca. 200 m) tiefer als bei Saltrio; die Transgression ereignete sich also dementsprechend früher als dort; sicher dürfte sie aber noch dem Lotharingien angehören..

Auch im Gebiete von Arcisate und des M. Minisfreddo fehlen sichere Anhaltspunkte über das Alter der Transgression, da das Domérien hier nicht mehr erhalten ist. Ein sehr schlechtes Bruchstück eines fraglichen *Asteroceras* vom P. 934 des M. Rho d'Arcisate deutet vielleicht an, dass die Transgression auch hier noch im Lotharingien liegt.

b. Induno. Eine interessante Bildung findet sich am N-Grat des P. 806 (nördlich M. Monarco). Dort lagern auf dem Hauptdolomit rote, mergelige Tone, welche gutgerundete bis kopfgrosse Blöcke bunter, dichter und feinspätiger Kalke sowie Konglomerate mit kleinern Komponenten des gleichen Materials einschliessen. Darüber folgen die hellen Transgressionsgesteine. Die nach beiden Seiten rasch auskeilende Bildung ist wohl als alter Schuttkegel zu deuten. Der rote Ton wäre zusammengeschwemmter Verwitterungsrückstand der rhätischen Landoberfläche, die Kalke stammen allem Anschein nach aus transgredierenden Bänken des Conchodondolomits. (Eine gleichartige, aber nur wenig mächtige Bildung, findet sich am alten Weg von Induno nach dem M. Monarcho bei ca. 550 m).

In der Gegend von Induno beträgt die Mächtigkeit des Kieselkalks ca. 250 m, d. h. 100 m mehr als bei Saltrio; die Transgression mag hier also etwas älter sein als dort und etwa im unteren Lotharingien liegen.

c. Bregazzana. Bis an das W-Ende des Gebietes scheint sich die Kieselkalkmächtigkeit nur wenig zu ändern. Mächtige Moränen bedecken das zwischen Bregazzana und Fogliaro gelegene Gebiet; Aufschlüsse des präglazialen Untergrundes sind selten. Erst im Gebiete des M. Campo dei Fiori findet man wieder Anhaltspunkte für die Altersbestimmung der Transgression. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn P. Leuzinger liegt am M. Tre Croci in mehreren Aufschlüssen zwischen den Transgressionsschichten und dem Kieselkalk eine Bank, welche zahlreiche Arietiten der Bucklandizone enthält. Die Transgression liegt also hier im untern Sinémurien; damit stimmt die wieder bedeutende Mächtigkeit des Kieselkalkes (ca. 500 m) überein.

Von Saltrio bis ans W-Ende unseres Gebietes erkennen wir also ein allmähliches Älterwerden der Transgression, bedingt durch ein leichtes Gefälle der alten rhätischen Landoberfläche; die einzige, übrigens nur lokale Unregelmässigkeit stellt die oben besprochene Doppelrinne zwischen M. Orsa und M. S. Elia dar.

4. Die Liastransgression in den benachbarten Gegenden.

a. Im Osten. Frauenfelder (39, p. 320—321) hat die Liastransgression am W-Hang des Generosomassivs verfolgt. An der Generosobahn soll sie im Hettangien liegen, und zwar 200 m unter den Arietiten führenden Schichten des Kieselkalks. Weiter nördlich, oberhalb Melano, ist sie in noch tiefere, unter den Angulatenschichten liegende Horizonte hinabgerückt; der darüber folgende Kieselkalk erreicht bis hinauf an die Arietitenschichten eine Mächtigkeit von 400 m. Im Gebiete des M. La Sighignola soll wieder das Rhät einsetzen (39, p. 312). Wir konstatieren also gegen N ein langsames Älterwerden der Transgression. Die rhätische Landoberfläche hatte also N-Gefälle; entsprechendes haben wir ja auch westlich des Laveggio, bei Arzo, beobachtet (p. 584).

Jenseits des Generosomassivs, am Comersee, wo das Liegende des Lias wieder zutage tritt, ist die lückenlose Serie Hauptdolomit 1000 m, Rhät 500 m und Kieselkalk 1000 m vorhanden, während 21 km weiter westlich, bei Tremona, alle diese Schichten fehlen, wie wir gesehen haben. Aus dieser Differenz ist ein mindestens 2000 m betragendes Abtauchen der rhätischen Landoberfläche gegen E zu errechnen (Fig. 2 der Taf. XXI).

b. Im Norden. Über die Liastransgression im N unseres Gebietes sind wir nicht unterrichtet, teils wegen der Abtragung der liasischen Sedimente, teils infolge Fehlens von neueren Untersuchungen im W-Teil der Salvatoremulde. Innert kurzer Zeit wird uns aber Herr P. Leuzinger hierüber Aufschluss geben; sicher ist, dass auch hier Unterbrüche während der Rhät-Unterliaszeit existierten.

c. Im Westen. Die Liastransgression am M. Campo dei Fiori ist oben (p. 587) bereits behandelt worden. In der zwischen Val Cuvia und Lago maggiore gelegenen Gebirgsgruppe liegt nach mündlicher Mitteilung von Herrn W. Bärri der Kieselkalk in einer Mächtigkeit von 1000 m vor; er scheint nach unten lückenlos in den Conchodondolomit überzugehen. Dieser dürfte aber transgressiv dem Hauptdolomit aufliegen.

Ähnlich wie gegen E, würde auch nach W zu, von Arzo aus, die Transgression des Lias in immer tiefere Horizonte hinabsetzen und schliesslich ganz verschwinden. Der Abfall

der rhätischen Landoberfläche ist aber gegen W viel weniger steil als im E.

Auf der W-Seite des Lago maggiore treffen wir nur noch vereinzelte Liasaufschlüsse. Bei Gozzano, südlich des Lago d'Orta, liegt unteres Domérien direkt auf permischen Porphyren (52, 83). Am Monte Fenera (83, 99), in der V. Sesia, scheint Domérien transgressiv auf Dolomiten der mittleren Trias zu liegen. Diese Gegenden ragten offenbar schon zur Triaszeit aus dem Meere und wurden, gleich unserem Rhät-Unterliasland zwischen Lago Maggiore und Luganersee erst vom Domérienmeer wieder eingedeckt.

d. Im Süden. Das Quartär der Po-Ebene macht das Verfolgen der Transgression gegen S hin im allgemeinen unmöglich. Liasgestein tritt einzig bei Gaggiolo, im Zusammenhange mit dem Hauptdolomitzug von Stabio, zutage. Hier liegt beiderseits der Landesgrenze mehrfach aufgeschlossen zwischen Hauptdolomit und Domérien Kieselkalk in einer Mächtigkeit von ca. 20 m vor. Seine Gegenwart beweist, dass hier die Transgression etwas älter ist als bei Besazio; die rhätische Landoberfläche lag hier also etwas tiefer als dort.

In der Umgebung von Cabella (NW Ligornetto), wo ich einige bisher unbekannte Lias-Triasaufschlüsse fand, konnte kein Kieselkalk nachgewiesen werden. Der Kontakt des hier auftretenden Domérien mit dem Hauptdolomit ist zwar nirgends aufgeschlossen; es scheint aber, dass hier gleiche Verhältnisse vorliegen, wie 1 km nördlich im Aufschluss von S. Antonio (Besazio), wo das Domérien transgressiv auf Hauptdolomit liegt.

Aus obigen Angaben ergibt sich folgendes Bild der rhätisch-unterliasischen Landoberfläche zwischen Luganer- und Langensee: Sie kulminierte in der Gegend zwischen Arzo, Ligornetto, Besazio und Tremona, und zwar betrug die maximale Hebung über 2000 m. Gegen E zu fiel die Landoberfläche mit steiler Böschung ab, gegen N, W und vielleicht auch gegen S war das Gefälle bedeutend geringer.

Die Entstehung der rhätisch-unterliasischen Landoberfläche möchte ich durch Intrusion einer lakkolithenartigen Masse erklären, welche eine kuppelartige Aufblähung des hangenden Sedimentmantels bewirkte, aber nirgends bis an die Oberfläche durchdrang und auch durch die heutigen Täler nicht angeschnitten worden ist. Eine Entstehung durch orogenetische und epirogenetische Vorgänge scheint mir wenig wahrscheinlich, weil sich diese auf viel grössere Gebiete und Zeiträume geltend zu machen pflegen. Hier aber haben wir eine offenbar rasch

und in zwei Phasen erfolgte Hebung zur Unterrhät- und Unterliaszeit und nachher wieder vollkommene Ruhe. Für eine eruptive Entstehung spricht auch der (kaum nur zufällige) Umstand, dass die Liastransgression gerade in dem Gebiete auftritt, in welchem auch die permischen Porphyre vorhanden sind. Es wäre also an ein Aufleben des Luganeser Magmaherdes zur Rhät-Unterliaszeit zu denken.

V. Jura.

A. Der Lias-Kieselkalk (Lotharingien, Pliensbachien), 0—250 m.

Über den Transgressionsschichten liegen im ganzen Gebiete, mit Ausnahme der Gegend von Arzo, die schon mehrmals erwähnten Kieselkalke. Während diese Formation weiter im E, im Generosogebiet, wo sie 1000 m mächtig ist, sämtliche Stufen des Lias vom Hettangien bis zum Pliensbachien umfasst, vertritt sie an der S-Abdachung des S. Giorgiogebietes nur das Pliensbachien (und eventuell die obersten Teile des Lotharingien); im W der V. d'Arcisate begreift sie auch tiefere Horizonte, die aber wohl alle noch zum Lotharingien gehören. Wie schon p. 577 ff. gezeigt worden, ist der Kieselkalk zwischen Arzo und Tremona überhaupt nicht zur Ablagerung gekommen. Dort transgrediert Domérien auf Hauptdolomit.

Das Gestein ist ein gutgebankter, dunkel- oder hellgrauer, körniger, kieseliger Kalk mit reichlich eingestreuten Knollen und Bändern von schwarzem Hornstein. Oft schwillt der Kieselgehalt mächtig an, und es verdrängen die Hornsteinbänke den Kalk fast vollständig. Nach oben, gegen die Domériengrenze hin, nimmt der Kieselgehalt ab; zwischen den Kalkbänken setzen graue oder gelbliche Mergel ein.

Nach von Bistram (15) ist der Kieselgehalt auf Kieselschwämme zurückzuführen. Deren Skelette sind allerdings, wohl infolge sekundärer Umlagerung, selten mehr in ihrer ursprünglichen Gestalt erhalten. Andere Fossilreste enthält der Kieselkalk nicht.

Zum Schluss einige Worte über die Verwitterungserscheinungen des Kieselkalkes, denen schon Mariani (68) und Bonarelli (18) Beachtung geschenkt haben: Zunächst macht sich an der Oberfläche eine Entkalkung bemerkbar. Der Kalkstein zerfällt zu einem ockergelben bis braunen Lehm, während die oft bizarr gestalteten Hornsteinknauern länger erhalten bleiben. Aber auch diese verfärben sich mit der Zeit, zerfallen und lösen sich schliesslich in kleine, scharfkantige Stückchen auf. Der braune Lehm hat grosse Ähnlichkeit mit dem Moränenlehm, ist aber vermöge des massenhaften Vorhandenseins von Kieselsplittern und des Fehlens von Geschieben leicht von

jenem zu unterscheiden. Manchmal vermengen sich freilich die beiden Lehme derart, dass sie nicht mehr auseinanderzuhalten sind. Die von oben herabgreifende Verwitterung des Kieselkalkes zeigt sich z. B. sehr schön in dem kleinen Steinbruch an der Strasse nördlich Viggiù und im Steinbruch beim Reservoir hinter dem Albergo Prealpi (nordöstlich Viggiù). Am NE-Abhang des M. Monarco ist die Verwitterungsrinde des Kieselkalkes so dick, dass nur an wenigen Stellen unzersetztes Gestein sichtbar ist. In diesem verwitterten Gestein ist es oft unmöglich, Streichen und Fallen wahrzunehmen.

B. Das Domérien (ca. 30 m).

Das Domérien besteht aus gutgebankten, Glimmer und Pyrit führenden, und daher oft rostfleckigen Mergelkalken mit regelmässigen Mergelzwischenlagen. In den unteren Bänken finden sich zwar oft noch Kieselanreicherungen (Spongite) in Form von Knollen und Schnüren; aber dank der Fossilführung und der abweichenden Gesteinsbeschaffenheit ist die Abgrenzung vom liegenden Kieselkalk niemals schwierig. Die Farbe der Domérienkalke variiert auf kleine Distanzen: über dem Kieselkalk folgen zunächst meist graue, gelbliche oder grünliche Kalke mit gleichfarbigen oder blassroten Zwischenmergeln, darüber lagern lilafarbene und zu oberst feuerrote Kalke; die Farbenstufen sind übrigens nicht scharf geschieden und es finden sich häufig grau- und rotgesprengelte Varietäten. Gelegentlich herrscht die eine Farbe, entweder die graue oder die rote, durch den ganzen Komplex vor.

An einer Stelle, bei der Brücke über den T. Clivio beim gleichnamigen Dorf, zeigt der obere Teil des Domérien konkretionäre Ausbildung. Dies bedeutet ein vorzeitiges Erscheinen der Knollenmergelfazies des Toarcien. Das konkretionäre Domérien von Clivio ist reich an Ammoniten und Brachiopoden (nördlicher Pfeiler der Brücke und südliches Ufer des T. Clivio, etwas unterhalb der Brücke).

Eine dritte Fazies des Domérien ist die Transgressionsfazies bei Arzo und Besazio; sie ist p. 577 ff. beschrieben worden.

Das Domérien unseres Gebietes enthält eine reiche Ammonitenfauna, welche dieselbe Gliederung in zwei Zonen ermöglicht, die Renz (104) für das Domérien der Breggiaschlucht (Mendrisiotto) durchgeführt hat: Die untere Zone entspricht der Zone des *Deroceras Davoei*, die obere den beiden Zonen des *Amaltheus margaritatus* und des *Peltopleuroceras spinatum* (Haug, 49).

Die nachfolgende Tabelle gibt ein Verzeichnis meiner Aufsammlungen aus dem Domérien des Untersuchungsgebietes:

	Molino grasso, westlich Olona	Fabbrica di birra Poretti (V. Ganna)	Weg Induno-Fornaci Montallegro, nördlich Induno	Steinbruch bei Malpensata, nördlich Saltrio	R. Ripiantino, nordöstlich Saltrio	Steinbruch nordöstl. Grasso inf. (nordöstlich Saltrio)	Torrente Clivio, nordwestlich Clivio	konkretionäres Dom, vom Ponte di Clivio	Torrente Clivio beim westlichen Molino d'Arzo	Waldrand nordwestlich Arzo	Steinbruch am Strässchen südlich Tremona	Gaggiolo italiano e svizzero
Phylloceras Hantkeni Schloenb. u. Prinz	×											
Ph. Emeryi Bett.	×		×			×		×	×		×	×
Ph. Bonarellii Bett.	×											
Ph. Zetes d'Orb.	×							×		×		
Ph. frondosum Reyn.	×			×								
Ph. Meneghinii Gemm.						×						×
Ph. tenuistriatum Mgh.				×								×
Ph. Partschi Stur.							×					
Ph. Stoppanii Mgh.				×								
Ph. Geyeri Bonar.				×								
Ph. persanense Herb.	×		×									
Ph. cf. Capitanei Cat.				×								
Ph. cf. Bicicolae Bett.				×								
Rhacophyllites eximius Hau.					×			×				×
Rh. libertus Gemm.							×	×				
Rh. lariensis Mgh.								×				
Lytoceras nothum Mgh.	×					×						
L. timbriatum Sow.									×			
Coeloceras Holandrei d'Orb.	×											
C. indunense Mgh. var. tardevoluta Bett.	×							×				
C. medolense Hau.	×											
C. psiloceroides Fuc. var. raricosta Fuc.	×											
C. pettos Quenst.						×						
C. Mortilleti Mgh.						×		×				
C. Lorioli Bett.						×						
C. colubriforme Bett.						×						
C. ausonicum Fuc.		×										
C. Ragazzonii Hau.								×				
C. subanguinum Mgh.												
Amaltheus margaritatus Montf.				×							×	×
Peltopleuroceras spinatum Brug.												×
Harpoceras Grecoi Haas	×											
H. Kurrianum Opp.	×											
H. dilectum Fuc.	×											
H. Normannium d'Orb. var. costicillata Fuc.								×				
H. celebratum Fuc. var. italica Fuc.								×				
H. exiguum Fuc.							×					
H. Curionii Mgh.								×				×
H. cf. antiquum Wright							×					
Arieticeras algovianum Opp.	×		×		×		×	×	×		×	×
A. obliquecostatum Quenst.	×											×
A. retrorsicosta Opp.	×		×									×
A. ruthenense Reyn.	×		×		×		×		×		×	×
A. Lottii Gemm.	×											
A. Bertrandi Kilian									×		×	
A. domarense Bett.					×		×					
Hildoceras cornocaldense Tausch		×			×		×			×		
H. boscense Reyn.		×								×		×
H. pectinatum Mgh.		×		×			×			×		
H. inclitum Fuc.									×			
Nautilus striatus Sow.	×								×			
Pygope erbaensis Suess.						×	×	×				×

C. Der Calcare ammonitico rosso (Toarcien, Aalénien und Bajocien p. p.), 15—25 m.

Der altbekannte Calcare ammonitico rosso besteht aus einer Wechsellagerung tiefroter, z. T. knolliger Mergel und Mergelkalke, in denen nur selten festere Kalkbänke auftreten. Diese Bildungen verwittern rasch und sind überdies tektonischen Einwirkungen gegenüber wenig widerstandsfähig; deshalb sind gute Profile ziemlich selten. Einige derselben gebe ich hier wieder:

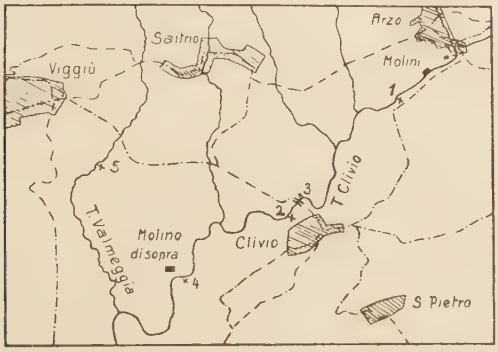


Fig. 6. Situation der im Text aufgeführten Ammonitico rosso-Profile. Masstab 1 : 50,000.

1. Im Bett des T. Clivio, unweit südwestlich Arzo, sticht der Ammonitico rosso am Fuss der aus Radiolariten und Kieselschiefern des Doggers gebildeten Felswand hervor. Die Schichten fallen ca. 12° nach S ein, so dass gegen E, in der Richtung gegen die Molini hin, immer ältere Schichten zum Vorschein kommen. Von W nach E habe ich am südlichen Bachufer folgendes Profil aufgenommen:

k. Graue, kieselige Kalke und Mergel des Dogger . . . . . × m.
i. Lilafarbener, weisslich gefleckter, knolliger Kalk mit *Hammatoceras planinsigne Vacek* . . . . . 0,4 m.
h. Lilafarbene Knollenmergel mit Bruchstücken von *Lytoceras sp.* und *Harpoceras sp.* . . . . . 0,2 m.
g. Drei ca. 15—20 cm mächtige Bänke von knolligem Mergelkalk, getrennt durch lilafarbige, knollige Zwischenmergel, mit *Phylloceras perplanum Prinz, Lytoceras rasile Vacek, Hammatoceras leptoplocum Vacek, H. tenerum Vacek, Erycites intermedius Prinz, Nautilus semistriatus d'Orb.* . . . . . 0,7 m.
f. Lilafarbener Knollenmergel mit *Erycites fallax Ben.* . . . 0,3 m.
e. Rote und grüne, blättrige Mergel . . . . . 1,5 m.

d. Dünn- bis dickbankige, graue und rote Kalke mit roten Zwischenmergeln (von vielen Brüchen durchzogen, stellenweise ganz zertrümmert, wahre Mächtigkeit nicht zu messen). . . ? ca. 5,0 m.
c. Grobbankiger, ziegelroter Mergelkalk mit grossen Exemplaren von *Hammatoceras sp.* und *Nautilus sp.* . . . . . 2,0 m.
b. Feuerroter, knolliger Mergel, weisse Kalkknöllchen einschliessend, mit *Phylloceras Nilssoni Héb., Coeloceras crassum Phil., Hildoceras bifrons Brug., Harpoceras falciferum Sow.* . . . . . 2,0—3,0 m.
a. Gutgebankte, blassrote Kalke des Domérien mit *Arieticeras ruthenense Reyn.* . . . . . × m.

Die Schichten b und c sind Toarcien; die Schichten f bis i repräsentieren das Aalénien; sie entsprechen lithologisch und paläontologisch den Schichten 5 u (Renz, 104) der Breggiaschlucht. Da über diesen das Bajocien mit *Sonninia Sowerbyi* auftritt, während in unserm Profil über den ihnen äquivalenten Schichten f bis i die Radiolaritfazies einsetzt, darf man wohl annehmen, die Grenze Aalénien—Bajocien falle in unserm Gebiet mit dem Beginn der Radiolaritfazies zusammen. Die Grenze Toarcien—Aalénien ist nicht genau festzulegen; sie muss in den fossilleeren Schichten d liegen.

Weiter östlich, beim westlichen Molino, befindet sich ein weiterer Aufschluss des Ammonitico rosso; er eignet sich aber, infolge tektonischer Komplikationen, nicht zu stratigraphischen Untersuchungen.

2. Am S-Ufer des T. Clivio, wenige Meter unterhalb der Brücke von Clivio, ist folgendes Profil zu sehen:

d. Harte, dickbankige, konkretionäre Domérienkalke mit reicher Fossilführung (s. p. 591 ff.) . . . . . × m.
— Überschiebungsfläche —
c. Rote, blättrige Mergel, mit einigen Bänken von rotem Mergelkalk und etwa fünfzehn 1—10 cm dicken Bänkchen von hellgrauem, kristallischem Kalk, welche mit winzigen Schälchen bedeckt sind (vergl. Renz: Mikroposidonien, 104). In verschiedenen Niveaus enthalten die blättrigen Mergel Nester von *Posidonomya Bronni Voltz* 2,5—3 m.
b. Roter Knollenmergel mit *Phylloceras Nilssoni Héb., Coeloceras Desplacei d'Orb., C. raquinianum d'Orb., Hildoceras bifrons Brug.* . 2—3 m.
a. Gutgebankte, rote Kalke des Domérien mit spärlichen Zwischenlagen von rotem Mergel . . . . . × m.

Die Schichten b und c rechne ich zum Toarcien. Während Schicht b leicht mit den Schichten b des Profils südwestlich Arzo und mit den Schichten 3 u des Breggiaprofils (Renz, 104) zu identifizieren ist, macht die Parallelisierung der Schicht c mehr Schwierigkeiten. Die Posidonomyen sprechen dafür, dass sie den Schichten 3 o des Breggiaprofiles gleichzustellen sind. Im Profil südwestlich Arzo dürfte ihnen der ziegelrote Mergelkalk (Schicht c) entsprechen.

3. Am Nordufer des T. Clivio, oberhalb der Brücke von Clivio, habe ich folgendes Profil aufgenommen:

h. Lilafarbene und graue, kieselige Mergel und Kalke des Dogger × m.
g. Gutgebankte, rote Mergel und Kalke . . . . . 2—3 m.
f. Weisser, kieseliger Kalk mit einem Band von rötlichem Hornstein ca. 1 m.
e. Dickbankiger, roter Mergelkalk mit spärlichen Zwischenlagen von rotem Mergel (an unzugänglicher Stelle in der Uferwand anstehend); in einem herabgefallenen Block fand ich einen nicht näher bestimmbaren Ammoniten . . . . . ca. 3 m.
d. Gutgebankte, graue, kristallinische Kalke mit roten, blättrigen, selten spiessigen, wenig mächtigen Zwischenmergeln . . . . . ca. 7m.
c. Rote, blättrige Mergel mit seltenen Bänkchen von hellgrauem Kalk, *Posidonomya sp.* . . . . . 2,5—3 m.
b. Roter, gequetschter Knollenmergel . . . . . 0,5 m.
a. Konkretionärer Mergelkalk des Domérien (Fundament des nördlichen Brückenpfeilers) . . . . . × m.

Für die Deutung dieses Profils fehlen uns sichere Anhaltspunkte. Zweifellos entsprechen die Schichten b und c den Schichten b und c des Profils 2 unterhalb der Brücke: Toarcien. Die Schichten d bis g repräsentieren wahrscheinlich das Aalénien (und eventuell unteres Bajocien; vergl. Diskussion des folgenden Profils 4).

4. Im selben T. Clivio, an der SE-Wand der Serpentine bei Molino di sopra, ist folgendes Profil erschlossen:

c. Knollige, rote, nach oben ins Grünliche und Dunkelbraune übergehende, kieselige Mergel des Dogger. . . . . ca. 2 m.
b. Dünngebankte, weissliche bis hellrote, z. T. knollige, z. T. festere Kalke mit roten, blättrigen Zwischenmergeln. Die mittlern und obern Partien sind erfüllt mit *Posidonomya Buchi Roemer* und *P. alpina Gras.* . . . . . 5 m.
a. Graue, dichte, in Bänke von 15—25 cm Dicke abgeteilte Kalke mit 5—10 cm dicken Zwischenlagen von blutrotem, spiessigem Mergel, mit *Dumortieria evolutissima Prinz* . . . . . 6 m.

Die Schichten mit *Posidonomya Buchi* und *P. alpina* bilden (nach Renz 103, 106) einen, im ganzen mediterranen Fazies-Gebiete weitverbreiteten Horizont, der direkt über den Humphriesi-Schichten liegt, also dem oberen Bajocien angehört. Die Schichten b unseres Profils entsprechen somit dem oberen Bajocien; das Einsetzen der Radiolaritfazies scheint hier ziemlich genau mit der Grenze Bajocien—Bathonien zusammen zu fallen. Die Schichten a, welche durch den Fund der *Dumortieria evolutissima* dem Aalénien zuzurechnen sind, haben sehr viel Ähnlichkeit mit den Schichten e des Profils 3 östlich der Brücke von Clivio; die hangenden Schichten f und g des letzteren Profils dürften in diesem Falle unterem Bajocien entsprechen, und wir hätten so einen allmählichen Übergang zwischen dem Profil 1 von Arzo und dem Profil 4 von Molino di sopra.

Daraus ergibt sich, dass die Fazies des Ammonitico rosso von E nach W in immer höhere Niveaus hinaufreicht. Das

Einsetzen der darüberliegenden Radiolaritfazies ist also nicht überall gleichzeitig.

5. Im Bett des T. Valmeggia, unweit südlich der Strasse Viggiù—Clivio, ist am südlichen Bachbord folgendes Profil entblösst:

d. Moräne . . . . . × m.
c. Grobgebankte, tiefrote Mergelkalke mit dünnen Zwischenlagen von rotem, blättrigem Mergel; führt grosse, schlecht erhaltene Ammoniten: *Phylloceras cf. heterophyllum Sow., Lytoceras sp., Hammatoceras sp.* 1,5 m.
b. Tiefrote, harte Kalke, in Bänke von ca. 10 cm Dicke abgesondert, wechsellagernd mit ca. 5 cm dicken roten Mergellagen (lieferte einen unbestimmbaren Ammoniten) . . . . . 1,5 m.
a. Roter Knollenmergel mit *Phylloceras Nilssoni Héb., Coeloceras Desplacei d'Orb., Harpoceras discoides Ziet., H. subplanatum Opp., Hildoceras bifrons Brug., H. Mercati Hau.* . . . . . 1,0 m.

Schicht a repräsentiert die Bifronszone in typischer Ausbildung, also Toarcien. Schicht b und c rechne ich ebenfalls noch zum Toarcien; c ist mit Schicht c des Profils 1 von Arzo zu vergleichen.

In den Aufschlüssen von Ammonitico rosso, westlich des T. Valmeggia, ist nirgends mehr Toarcien nachzuweisen. Die in der Umgebung von Induno zutage tretenden roten Mergelkalke entsprechen dem Domérien. Die von dort stammenden, durch Meneghini (70) beschriebenen Ammoniten sind alles Domérienformen; ebenso die unter der Bezeichnung „Induno" im Museo civico von Mailand ausgestellten Fossilien.

Die Parallelisierung der oben gegebenen Profile ergibt ungefähr folgendes Bild der Faziesverhältnisse des Ammonitico rosso unseres Gebietes:

In der nachstehenden Tabelle sind meine Aufsammlungen aus dem Ammonitico rosso des Untersuchungsgebietes zusammengestellt. Sie umfasst nur Formen des Toarcien.

	T. Clivio, südwestlich Arzo (verschiedene Orte)	T. Clivio, nordwestlich Clivio (verschiedene Fundorte)	T. Valmeggia, südöstlich Viggiù
Phylloceras Nilssoni Héb.	×	×	×
Ph. Gajarii Prinz	×		
Ph. heterophyllum Sow.			×
Lytoceras sepositum Mgh.	×		
Frechiella Achillei Renz.	×		
Fr. kammerkarensis var. helvetica Renz	×		
Coeloceras Desplacei d'Orb.	×	×	×
C. raquinianum d'Orb.	×	×	
C. commune Sow.	×		
C. crassum Phil.	×		
C. Youngi Reyn.		×	
Harpoceras discoides Ziet.	×	×	×
H. bicarinatum Ziet.	×		
H. lympharum Dum.	×		
H. falciferum Sow.	×		
H. subplanatum Opp.			×
Grammoceras striatulum Sow.	×		
Hildoceras bifrons Brug.	×	×	×
H. Mercati Hau.	×		×
H. comense Buch	×		
H. erbaense Hau.	×		
H. Levisoni Simps.	×		
H. quadratum Haug.	×	×	
Posidonomya Bronni Voltz		×	

D. Die Radiolaritformation des Dogger und Malm (Bajocien- resp. Bathonien bis Kimeridgien und z. T. unteres Tithon), 30—35 m.

In verschiedenen Niveaus, bald im Bajocien, bald im Bathonien, setzt, wie wir oben gesehen haben, die Radiolaritfazies ein. Als Ablagerung eines tieferen Meeres ist sie ziemlich einförmig entwickelt; Fazieswechsel in horizontalem Sinne treten nur im obersten Horizonte auf. Ich begnüge mich mit der Wiedergabe eines einzigen Gesamtprofils, welches für das ganze Gebiet Gültigkeit beanspruchen darf. Es ist am T. Clivio,

in der Serpentine bei Molino di sopra, erschlossen (Fortsetzung von Profil 4 des Ammonitico rosso, p. 595):

f. Weisse Kalke der Majolica . . . . . × m.

e. Dichte, kieselarme, rosafarbene, z. T. weissgefleckte Kalke mit zahlreichen kleinen Aptychen . . . . . ca. 2 m.

d. Blass- bis grellrote, kieselige Kalke mit riesigen Nieren intensiv roten Hornsteins (Radiolarit s. str.), welche den Bänken ein unregelmässig gewelltes Aussehen verleihen. In den oberen Partien der Schicht tritt der Hornstein stark zurück und bildet nur noch bandförmige Einlagerungen in den dünnen Kalkbänken . . . . . ca. 15 m.

c. Gutgebankte, schmutzigweisse, harte, kieselige Kalke mit dünnen Zwischenlagen von schwärzlichen, blättrigen, kieseligen Mergeln ca. 10 m.

b. Feingebankte, lilafarbene, grüngestreifte oder -gefleckte, kieselige Mergelkalke und grünliche bis graue, knollige, kieselige Mergel. Gegen oben steigert sich der Kieselgehalt, so dass es zur Bildung von Knollen und Bändern braunen Hornsteins kommt. (Diese Schicht wird bei Arzo, wo sie schon mit dem untern Bajocien einsetzt, gegen 10 m mächtig) . . . . . 5—6 m.

a. Posidonomyenführender Ammonitico rosso (oberes Bajocien, Schicht b des Profils 4, p. 595). . . . . × m.

An der Abzweigung des Weges, welcher von der Strasse Ligornetto—Clivio an dem grossen Radiolaritsteinbruch vorbei nach Besazio führt, schalten sich zwischen dem Radiolarit und der Majolica rote, knollige Mergel und Mergelkalke ein, welche reichlich grosse und kleine Aptychen führen. Zwischen den Mergeln finden sich auch harte, rosarote, konkretionäre Kalke. Der Kontakt mit dem Hangenden und Liegenden ist nicht erschlossen; die genaue Mächtigkeit kann daher nicht ermittelt werden; sie beträgt wohl nur wenige Meter.

Da Fossilien, abgesehen von den im obern Teile auftretenden Aptychen, fehlen, ist eine stratigraphische Gliederung des Schichtkomplexes nicht möglich. Die Radiolaritformation umfasst in unserm Gebiete alle Dogger- und Malm-Stufen vom Bajocien resp. Bathonien an bis und mit dem Kimeridgien. Die untern lilafarbenen bis weisslichen Schichten, b und c des Profils, gehören wohl zum grössten Teil dem Dogger, die obern, roten Schichten, die eigentlichen Radiolarite, d und e des Profils, dem Malm an; doch ist die Grenze zwischen Dogger und Malm nicht genau festzulegen. Nach den Untersuchungen Corti's über die fossilführende Majolica von Campora südöstlich Como (26, 27, 28), hatte es den Anschein, der rote Radiolarit umfasse überall auch noch das untere Tithon und die weisse Majolica setze überall erst mit dem obern Tithon ein. Das Vorkommen von Untertithonfossilien in der

weissen Majolica von Frascarolo (siehe unten) zeigt uns aber, dass diese Fazies gelegentlich schon im Untertithon auftritt und dass der Radiolarit hier mit dem Kimeridgien endet.

Im Gebiete zwischen der V. d'Arcisate und Mendrisio ist das Untertithon aber noch überall in Gestalt der obersten, Faciswechsel zeigenden, hornsteinfreien Schichten der Radiolaritformation ausgebildet. Die oben erwähnten roten Mergel an der Strasse Ligornetto-Clivio bilden eine gute Parallele mit den fossilreichen roten Mergeln von Campora, welche dort die obertithonische weisse Majolica unterlagern und eine reiche Untertithonfauna führen.

Dass die Grenze zwischen Radiolarit und Majolica keine scharfe ist, sondern einesteils die Majolicafazies schon inmitten des Radiolarits auftritt und anderenteils die Radiolaritfazies in der untern Majolica wiederkehrt, zeigt besonders schön der Steinbruch auf der E-Seite des kleinen Bächleins südlich P von Pra Monino (500 m nördlich Ligornetto). Dort habe ich durch die Grenzschichten folgendes Profil aufgemessen:

q. Moränenmaterial . . . . . × m.
p. Gutgebankter, meist roter, selten weisser oder gefleckter Majolicakalk . . . . . 2,0 m.
o. Gutgebankter, weisser bis rosaroter Majolicakalk mit roten Hornsteinknollen . . . . . 0,7 m.
n. Weisser bis blassroter Majolicakalk . . . . . 0,15 m.
m. Dünngebankter, weisser Majolicakalk . . . . . 0,4 m.
l. Gelbe Hornsteinschnur . . . . . 0,15 m.
k. Dichter Majolicakalk . . . . . 0,3 m.
i. Suturreicher, weisser Majolicakalk . . . . . 0,8 m.
h. Gelbe Hornsteinschnur . . . . . 0,01—0,1 m.
g. Suturreicher, weisser Majolicakalk . . . . . 0,4 m.
f. Weisser, dichter Majolicakalk, 5—7 cm. oben; gebliche Hornsteinschnur 1—3 cm in der Mitte; hellgrünlicher, sandiger bis kieseliger Kalk, ca. 1 cm, unten . . . . . 0,07—0,11 m.
e. Geschieferter Kalk, blassrot oder weiss, oder grau und rötlich gestreift resp. gefleckt, mit ziemlich häufigen Aptychen . . . . . 0,15 m.
d. Dichter, splitterig brechender, roter Kalk . . . . . 0,15—0,20 m.
c. Roter Kalk mit etwas rotem Hornstein, radiolarienführend 0,2 m.
b. Undeutlich gebankte, rote Kalke mit weisslichen, dichten, Majolicakalk ähnlichen Partien und unregelmässigen Nieren von rotem Hornstein . . . . . 2,0—3,0 m.
a. Gutgebankte, rote, radiolarienreiche Kalke mit regelmässigen Bändern von rotem Hornstein . . . . . × m.

Die eigentliche weisse Majolica setzt mit Bank f ein; doch schon in Bank b ist ihre Fazies angedeutet. Umgekehrt erscheint der rote Radiolarienhornstein in Bank o wieder.

Die Radiolaritformation führt in allen Horizonten *Radiolarien*. Am schönsten erhalten sind sie in den obern, dünngebankten, hornsteinarmen, roten Kalken, welche zwischen Ligornetto, Arzo und Besazio in mehreren Steinbrüchen erschlossen sind. Auf den angewitterten Schichtflächen erkennt schon das unbewaffnete Auge die Radiolarien als feine Punkte. Unter dem Mikroskop zeigen sich meist feindurchlöcherte, kugelige Hohlkörper und feine, mannigfach verzweigte Stacheln. In den Hornsteinen selbst sind die Radiolarien nur noch in Gestalt von undeutlichen kieseligen Körpern erhalten.

VI. Jura-Kreidegrenze:

Die Majolica (Tithon-Valangien-Hauterivien-Barrémien), ca. 50 m.

Über den roten, kieseligen Radiolariengesteinen folgt die reine Kalkbildung der Majolica. Das Gestein ist dichter, meist schneeweisser, muschelig brechender Kalk. Er ist von schwarzen Tonhäuten durchzogen, die auf den Bruchflächen als zackige Nähte erscheinen. Die mikroskopische Beschreibung des Gesteins gibt Blumer in Alb. Heim (50, p. 12 ff.).

Am schönsten ist die Majolica in der Synklinale im T. Clivio zwischen Arzo und Clivio entblösst: Zu unterst liegen einige grobe, knollige Bänke, die durch spärliche schwärzliche Zwischenmergel voneinander getrennt sind. Sie führen noch reichlich roten Hornstein und zeigen bis ca. 3 m über der Untergrenze da und dort blassrote Färbung. Darüber folgen schneeweisse, gutgebankte Kalke, zuweilen mit feinen, dunkeln Zwischenmergeln. Die Kalke enthalten häufig Knollen und langgezogene Nieren von gelbem, schwärzlichem und weissem Hornstein.

Mit Ausnahme von *Aptychen*, die sich häufig in den untersten Bänken der Majolica finden, sind makroskopische Fossilien selten. Um so häufiger sind die mikroskopischen Fossilien. Die Kalke führen *Calpionella alpina Lorenz*, die Hornsteine kugelige Radiolarien, ähnlich denen des unterlagernden Radiolarits. Corti (28) hat aus den Hornsteinknollen der Majolica von Campora 14 verschiedene Radiolarienspezies beschrieben.

Durch die Untersuchungen Corti's über die Majolica von Campora und die Funde Taramelli's am Albenza (südöstlich Lecco) ist erwiesen, dass die Majolica Obertithon, Valangien, Hauterivien und Barrémien umfasst. Die Jurakreidegrenze liegt also mitten in der Majolica.

Nach Rassmus (100) wären die untersten, teilweise rötlichen, und roten Hornstein führenden Schichten oberes Tithon, während die Hauptmasse der weissen Majolica Valangien, Hauterivien, und unteres Barrémien, die obern, mehr gräulichen Kalke das obere Barrémien repräsentieren würden. In der Tat deuten die von Taramelli in der gräulichen Majolica am Albenza gefundenen und von Parona (90) bestimmten Ammoniten: *Lytoceras cf. Phestus Math.*, *Silesites Seranonis d'Orb.* und *Costidiscus recticostatus d'Orb* auf oberes Barrémien.

In meinem Aufnahmegebiet ist die oberste, mit den Mergelkalken der Kreide in Kontakt tretende Majolica nirgends mehr aufgeschlossen, wenn man von dem kleinen Vorkommen im Bächlein westlich M. Olivetto (nördlich Rancate) absieht. In der Breggiaschlucht liegt zu oberst eine gutgebankte, suturreiche, graue Majolica, zuweilen unterbrochen von bis 15 cm mächtigen Lagen von schwärzlichem, schiefrigem Mergel. Hornstein ist hier viel häufiger als am Albenza, im übrigen dürfte die graue Majolica der Breggia derjenigen des Albenza in jeder Hinsicht entsprechen.

Die in der Brianza gewonnenen Ergebnisse über die stratigraphische Stellung der Majolica scheinen also für den E-Teil meines Untersuchungsgebietes volle Gültigkeit zu haben; im W-Teil dagegen, in der Gegend von Induno, liegen die Verhältnisse etwas anders: die Majolica beginnt hier bereits mit dem Untertithon. Der Aufschluss, auf den sich diese Erkenntnis stützt, ist allerdings sehr begrenzt; es handelt sich um eine kaum 2 m mächtige Schuppe, die an der Aufschiebung von Induno aufgeschürft ist und seitlich sofort auskeilt Die Stelle befindet sich in der Nähe der Strasse Induno—Valganna, im Bächlein, das sich von Frascarolo gegen die Strassenbiegung bei der Brauerei Poretti hinunterzieht. Dort ist folgendes Profil zu beobachten:

d. Rote Mergel und Mergelkalke der mittleren Kreide . . × m.
c. Vier ca. 50 cm dicke Bänke eines rötlichen bis weissen, dichten, muschelig brechenden Kalkes mit Zickzacksuturen; etwas pyritführend. In die oberste gelbliche Bank sind mächtige Knollen bläulichen Hornsteins eingelagert. *Pygope triangulus Lam.* und *Aptychen* . . 2 m.
b. Grauer, bröckeliger, dichter, von zackigen Tonhäuten durchzogener Kalk, erfüllt von grossen und kleinen *Aptychen* und schlecht erhaltenen *Ammonitensteinkernen* . . . . . 0,2—0,3 m.
a. Gutgebankter, grauer, rostfleckiger Domérienkalk . . . . × m.

Die Fazies der Schichten b und c ist die der typischen Majolica; die Farbe dagegen ist etwas gelblicher. Sowohl das normale Hangende als auch das Liegende fehlen tektonisch.

Von diesem Majolicavorkommen stammen die von Meneghini (69) bestimmten, unter den unrichtigen Fundortsangaben „Frascarolo" und „Fontana degli Ammalati" im Museum von Pisa liegenden Fossilien: *Phylloceras isotypum Ben., Aspidoceras longispinum Sow., Perisphinctes Airoldi Gemm., P. colubrinus Rein., Aptychus latus Park., A. punctatus Voltz., A. sparsilamellosus Gümb., A. Beyrichi Opp., Pygope triangulus Lam., P. diphya Fab. Col.* Ausser den auf tiefere Malmhorizonte hinweisenden Ammoniten: *Phylloceras isotypum* und *Perisphinctes Airoldi* und den für stratigraphische Zwecke wenig brauchbaren Aptychen, sind alle Formen für Tithon leitend. In Anbetracht, dass Meneghini's Bestimmungen schon sehr alt sind und dass in einer so wenig mächtigen Schicht nicht der ganze Malm vertreten sein kann, dürfen wir nicht fehlgehen, wenn wir das Vorkommen dem Tithon zuweisen. Diese Ansicht wird durch zwei Funde bestätigt:

1. Mariani (68, p. 157) fand in neuerer Zeit hier einen gut bestimmbaren *Perisphinctes Zitteli Siemiradski*, welcher für unteres Tithon leitend ist.

2. Im Areal der Brauerei Poretti fand ich in einem der oberen Kreide eingelagerten Konglomerate (siehe p. 604) eine Anzahl gerollter Tithonfossilien. Das Gestein, aus welchem diese Fossilien bestehen, stimmt durchaus mit dem unseres fraglichen Tithons überein, so dass diese nur aus diesem Horizonte stammen können. Ich bestimmte: *Phylloceras ptychoicum Quenst., Ph. sp. ind. cf. tortisulcatum Orb., Ph. silesiacum Opp., Lytoceras sp. ind. cf. L. sutile Opp., Aspidoceras sp. ind., Perisphinctes Callisto non Orb., Favre Pl. III, fig. 6a* u. *b, Pygope diphya Fab. Col., P. triangulus Lam.* Ausser des nicht sicheren *Perisphinctes Callisto* finden sich alle Formen im unteren Tithon der Veroneser (80) und Venetianer Alpen (31). Wir weisen daher das Majolicavorkommen der Valganna ebenfalls in dieses Niveau.

Wir haben somit erwiesen, dass im W-Teil unseres Gebietes die Fazies der weissen Majolica schon früher einsetzt als in der E-Lombardei und in der Brianza. Ob dies nur lokal für die Gegend von Induno zutrifft, oder ob es auch für die westlichen Gebiete Gültigkeit hat, müssen genaue Untersuchungen in den schönen Majolicaaufschlüssen der zwischen dem Lago maggiore und den Varese-Seen gelegenen Hügel erweisen.

VII. Die über der Majolica liegenden Kreideschichten[1])
(Aptien-Campanien?).

Ausgedehntere Vorkommen dieser Schichten sind auf das Gebiet zwischen Induno und Olona beschränkt. Infolge einer tektonischen Störung (siehe p. 617ff.) tritt aber dort der untere Teil der Ablagerung nirgends zutage und wir sind genötigt, die fehlenden Schichten ausserhalb unseres Gebietes zu studieren.

Ein gutes Profil durch diese Schichtserie liefert uns die Breggiaschlucht (Mendrisiotto) zwischen Balerna und Morbio inferiore (vgl. Alb. Heim, 50):

f. Hangendes nicht sichtbar.
e. Graugrünliche bis gelbliche, verlehmte Mergel mit harten Bänken eines ziemlich grobkörnigen, grauen Sandkalkes (sichtbar in der Schlinge der Breggia westlich der südlichen Molini und an der Stelle, wo der Weg nach den südlichen Molini von der Strasse Balerna—Morbio inferiore abzweigt) . . . . . × m.
d. Intensiv rote, z. T. graugesprenkelte Mergel und Mergelkalke (anstehend in der Schlinge der Breggia westlich der südlichen Molini und im Steinbruch am Weg von Balerna nach den südlichen Molini) ca. 60 m.
c. Graue bis gelbliche, weissanwitternde, knollige Mergel mit festeren Mergelkalkbänken (im Bett der Breggia, erst horizontal, dann knieförmig nach S abbiegend und in überkippte Stellung übergehend) ca. 100 m.
b. Bunte — rot, lila, grünlich, grau, schwärzlich — knollige, leicht zerfallende Kalkmergel mit vereinzelten Bänken von dichtem, Fucoiden führendem Kalk. Gegen c nicht scharf abgegrenzt (im Bett der Breggia steil S fallend bis überkippt) . . . . . ca. 175 m.
a. Majolica (steil S fallend). . . . . × m.

Die Schichten b bis d seien als Mergelkalkfazies, die Schicht c, wegen der feinklastischen Beschaffenheit, als Kreideflysch-Fazies bezeichnet.

Bevor wir nach Induno zurückkehren, möchte ich noch auf zwei kleine Kreidevorkommen im Bächlein südlich und südwestlich M. Olivetto (nördlich Rancate, Mendrisiotto) aufmerksam machen, welche den untersten Schichten b der Breggiakreide entsprechen. Der westliche der beiden Aufschlüsse zeigt

[1]) Ich benenne diese Schichten absichtlich nicht mit dem Namen „Scaglia", mit welchem sie von verschiedenen Autoren deutscher Zunge belegt wurden. Der Ausdruck „Scaglia" stammt aus Venetien und bezeichnet dort die roten, muschelig brechenden, dichten Kalke und Mergelkalke der Oberkreide (Senon). Die der venetianischen Scaglia faziell am ehesten entsprechenden Bildungen der W-Lombardei gehören vornehmlich der mittleren Kreide an, während die Oberkreide hier in der Flyschfazies vorliegt. Ich glaube daher, den Namen „Scaglia" nicht auf die über der Majolica liegenden Kreidebildungen der W-Lombardei übertragen zu dürfen.

die Auflagerung eines lilaroten, graugestreiften Mergelkalkes auf die senkrecht stehende Majolica, der östliche grauen bis grünlichen, knolligen Mergel.

Zwischen Induno und Olona fehlen, wie schon angedeutet, die Schichten b und c der Breggiakreide; das Profil beginnt mit Schicht d. Aus den verschiedenen Aufschlüssen kombiniert, ergibt sich für dieses Gebiet folgendes Profil:

d. Mächtige Serie bunter, knolliger bis blättriger Mergel und knolliger Mergelkalke mit Bänken von grauen Sandkalken, bunten Fucoidenkalken und grauen, glimmerführenden Sandsteinen (diese Schichten sind aufgeschlossen, auf der S-Seite der Strasse Induno-Olona wenige Schritte westlich der Station Olona, dann an der westlichen Olona direkt südlich der gleichnamigen Ortschaft, ferner am Strassenbord bei Selve (1,5 km südwestlich Induno); sie treten auch weiter südlich an der Olona noch mehrmals zu Tage bis in die Gegend der Folla d'Induno).

c. Blaugraue bis gelbliche, knollige Mergel und Mergelkalke mit nuss- bis faustgrossen Geröllen von Kreidemergelkalk, Majolica, Radiolarit, Kieselkalk und Dolomit. Am zahlreichsten vertreten sind die Majolicagerölle; aus ihnen stammen die im vorigen Abschnitt (p. 602) erwähnten Tithonfossilien. Die Gerölle sind besonders an der Basis getäuft, in den oberen Partien treten sie mehr und mehr zurück. (Diese Konglomerate sind aufgeschlossen an der südlichen Zufahrtsstrasse zur Brauerei Poretti, im Bächlein nördlich Broglio, in den Steinbrüchen von Olona, am E-Hang des Tälchens zwischen Olona und Molino grasso (oben), und am S-Ufer der westlichen Olona südlich Molino grasso) . . . . . 100 m.

b. Grünliche, gelbliche, in den untern Partien auch blaugraue, tonige, lehmig verwitternde Mergel mit Bänken von bräunlichen und grauen Sandsteinen, Sandkalken und gelblichen, dichten Fucoidenkalken. 10 m unter der Obergrenze der Schicht findet sich im Tälchen zwischen dem Dorfe Olona und Molino grasso ein ca. 4 m mächtiges, sehr hartes, feinkörniges Konglomerat mit gut gerundeten Geröllchen von Majolica, Radiolarit, Kieselkalk und Dolomit. Dasselbe feinkörnige Konglomerat findet sich auch an der östlichen Olona, da, wo sie in einem Tunnel das Areal der Brauerei Poretti verlässt . . . 50 m.

a. (= d der Breggiakreide.) Gutgebankte, rote Mergelkalke mit roten und grauen, spiessigen Zwischenmergeln und seltenen Bänken grauen Kalkes, nach unten übergehend in blassrote, graugesprenkelte, knollige Mergel. (Diese Serie ist besonders gut aufgeschlossen im Weg, der von Induno nach den Fornaci Montallegro führt, gegen W werden sie durch die Störung (siehe p. 618) immer mehr abgeschnitten und keilen bei der Brauerei Poretti schliesslich aus, so dass westlich davon die Serie der Kreideschichten mit Schicht b beginnt). . . 30 m.

Da Fossilien fehlen, müssen wir durch Vergleich mit anderen Gegenden eine Gliederung dieser Schichtfolge versuchen; vor allem kommt hiefür das Gebiet der Brianza in Betracht. Dort haben wir folgende Entwicklung der Kreide:

e. Rote, graue und weissliche Mergel und Mergelkalke, mit der Maestrichtienfauna von Brenno della Torre (z. B. T. Cavolto südlich Merone).

d. Mergel und Mergelkalke mit bunten Kalk- und Sandsteinbänken (T. Lambro bei Merone), bei Costa-Masnaga eine Konglomeratbank enthaltend.
c. Konglomerat von Sirone mit Santonienfauna.
b. Flyschartige Mergel und Mergelschiefer mit glimmerführenden Sandsteinen.
a. Bunte Mergel und Mergelkalke, nach Rassmus (100) wahrscheinlich die Stufen des Aptien, Albien, Cénomanien und Turonien umfassend.

Versuchen wir nun, unsere Schichtfolge mit derjenigen der Brianza in Parallele zu setzen, so erhalten wir ungefähr folgendes:

Induno-Olona	Mendrisiotto (Breggia)	Brianza	Stufen
		e. Bunte Mergelkalke	Maestrichtien
d. Bunte Mergel mit Sandsteinbänken (an der Olona)		d. Mergel und Mergelkalke mit Sandsteinbänken	Campanien
c. Konglomerat von Olona		c. Konglomerat von Sirone	Santonien
b. Flyschartige Mergel mit Sandstein-, Sandkalk- und Fucoidenkalkbänken	e. Flyschartige Mergel mit Sandkalkbänken	b. Flyschartige Mergel und Mergelschiefer mit Sandsteinbänken	Coniacien
a. Rote Mergelkalke	b—d. Bunte Mergel und Mergelkalke	a. Bunte Mergel und Mergelkalke	Turonien Cénomanien Albien Aptien

Schon Stoppani (119) hat die Konglomerate von Olona denjenigen von Sirone gleichgestellt. Ob sie ein genaues, zeitliches Äquivalent derselben sind, bleibe dahingestellt, jedenfalls sind beide Konglomerate desselben Ursprungs. Sie verdanken ihre Entstehung der beginnenden Aufwölbung der Alpen (vergl. Gosaubildungen der N-Alpen.) Auch die feinklastischen Bestandteile (Sandsteine) der unter und über den Konglomeraten liegenden Schichten stammen vom werdenden Alpengebirge her. Alle diese Bildungen lassen sich vortrefflich mit der Flyschfazies der helvetischen Alpen vergleichen. Während aber diese sich auf das Tertiär beschränkt, tritt sie am S-Rand der Alpen schon in bedeutend älteren Schichten (Coniacien—Campanien) auf. Die Alpenfaltung hat eben hier bedeutend früher eingesetzt als dort.

VIII. Sedimentationsbedingungen der mesozoischen Schichten.

In neuerer Zeit hat Arbenz (6) viel zur Lösung der Probleme beigetragen, welche Entstehung und Gliederung der alpinen Sedimente bieten. Von den durch diesen Autor eröffneten Ge-

sichtspunkten aus soll im folgenden eine Deutung der mesozoischen Sedimentation unseres Gebietes versucht werden.

Unabhängig von den Tiefenverhältnissen unterscheidet Arbenz 3 Typen mariner Sedimentation:

1. Epirogene Sedimentation in Epikontinentalmeeren. Klastisches Material stammt vom Festland (Kontinentalblock). Zyklische Gliederung ist die Regel.

2. Orogene Sedimentation, in Geosynklinal- und Geantiklinalregionen. Klastisches Material stammt vom werdenden Gebirge. Zyklische Gliederung der Sedimente wird mehr und mehr verwischt.

3. Thalattogene Sedimentation (chemische und organogene Absätze liefernd), die keinen Gegensatz zu 1 und 2 bildet, vielmehr damit in mannigfaltigster Weise verflochten ist. Dabei bleibt es gleichgültig, woher die gelösten, jetzt ausgeschiedenen Stoffe stammen.

Unter zyklischer Sedimentation verstehen wir die rhythmische Wiederkehr immer wieder gleicher Sedimente. Innerhalb eines Zyklus können meist 3 Phasen unterschieden werden:

a) Transgressionsphase mit Aufarbeitung des Untergrundes, oft auch klastischer Zufuhr.

b) Inundationsphase mit einer Sedimentation, die häufig den Charakter der bathyalen Zone zeigt, jedenfalls bathyalere Zustände brachte als a und c; lithologisch durch das Vorwiegen von Ton und Mergel, dann Kalk, ausgezeichnet.

c. Regressionsphase mit ausgesprochen neritischer, kalkiger oder sandiger Sedimentation, in vielen Fällen mit einer Emersion, sehr häufig mit einer scharfen Gesteinsgrenze (Diskontinuität) abschliessend.

Wenn es nicht bis zur Emersion kommt, fehlt im folgenden Zyklus die eigentliche Transgressionsphase; Phase a und b verschmelzen dann zu einer gemeinsamen Inundationsphase, welche aber stetig an Intensität zunehmen kann.

Von Phase a zu Phase c verändert sich die Sedimentation langsam, von Phase c zu Phase a rasch, auch wenn es nicht zu Emersion und Transgression kommt.

Durchgehen wir nun die Schichtfolge unseres Aufnahmegebietes von unten nach oben, so erkennen wir zunächst eine gut ausgeprägte Zyklengliederung, in welcher die Inundationsphase stets durch das Auftreten von Dolomiten gekennzeichnet ist:

Zyklus I beginnt mit der Transgression der Campilerschichten. Infolge der hier durch die Luganeserporphyre geschaffenen Erhebungen (p. 554 u. 558), erscheint er gegenüber

der Gegend des Comersees, wo er schon mit dem Perm oder untern Werfénien einsetzt, verspätet. In Form von eingelagerten Quarzgeröllen macht sich hier noch die Nähe eines Festlandes, der insubrisch-hercynischen Gebirgskette, bemerkbar.

Die Inundationsphase lässt die kalkig-dolomitischen Ablagerungen des Virglorien, Ladinien und untern Carnien entstehen, in welchen organogene (diploporogene und korallogene) Absätze zu reicher Entfaltung gelangen. Klastische, vom Festlande herrührende Einlagerungen treten hier nicht mehr auf; dieses scheint ganz vom Meere überflutet worden zu sein.

Mit dem Beginn der Raiblerschichten setzt die Regressionsphase ein, die teilweise bis zur Emersion und Bildung lagunärer Sedimente führte (Gips, bunte Mergel?). Dies trifft besonders für das S. Giorgio- und Minisfreddogebiet und für die westlich der Olona sich erhebende Gebirgsgruppe des M. Campo dei Fiori zu (mächtige Entwicklung der bunten Mergel), während das dazwischenliegende Chiusarellagebiet wohl meist unter dem Meeresspiegel lag (mächtige Entwicklung der Dolomite und nur seltene Linsen bunter Mergel). Offenbar lag also im obern Carnien das Chiusarellagebiet tiefer als die östlich und westlich anstossenden Gebiete. Ob die Entstehung dieser Depression einer in den vorangehenden Zeitabschnitten — im Verhältnis zur Sedimentation der Nachbargebiete — langsameren Sedimentation ihre Entstehung verdankt, ist wahrscheinlich, aber nicht mit Bestimmtheit festzustellen; auf alle Fälle war die Senke infolge der um so rascheren Sedimentation der dolomitischen Raiblerschichten zu Beginn des folgenden Zyklus wieder ausgefüllt (grössere Mächtigkeit als im S. Giorgiogebiet). Das starke Schwanken der Mächtigkeiten der bunten, vorwiegend lagunären Raiblerschichten (S. Giorgiogebiet 100 m, Minisfreddogebiet 50 m), ist kaum mit ungleichzeitigem Eintreffen der Regressionsphase zu erklären, sondern — in Anbetracht der rasch ändernden Absatzbedingungen — mit einem Wechsel der Sedimentationsgeschwindigkeit.

Im E-Teil des Untersuchungsgebietes machen sich innerhalb Zyklus I zwei Teilzyklen bemerkbar:

Teilzyklus 1: Campilerschichten - Virgloriendolomit - Grenzbitumen.

Teilzyklus 2: untere Dolomitzone—ladinisch-carnische Kalke — Raiblerschichten.

Da es in der Regressionsphase des 1. Teilzyklus (Grenzbitumen) nicht zur völligen Emersion kam, fehlt auch im 2. Teilzyklus die erste Phase und der Zyklus beginnt mit einer Inundation,

die sich aber beständig steigerte, bis sie in der Ablagerung der Kalkschieferzone ihren Höhepunkt erreichte. Im W-Teil des Gebietes sind die beiden Teilzyklen kaum mehr wahrzunehmen; dort ist es oft schwierig, die Dolomite des Virglorien und des Ladinien auseinanderzuhalten.

Zyklus II wird durch die Transgression des Hauptdolomit eingeleitet, die Dolomite des Norien selbst erweisen sich als Produkt der Inundationsphase. Die Regressionsphase führte in spätnorischer oder frührhätischer Zeit zur vollständigen Emersion, so dass in der folgenden Festlandsperiode der mächtige Hauptdolomit stark abgetragen wurde.

Zyklus III macht sich nur im W-Teil des Gebietes geltend. Die Transgressionsphase wird durch eine schöne Transgressionsbreccie vertreten, die Inundationsphase lässt den Conchodondolomit entstehen. Die Regressionsphase ist durch das Auftreten von ausgezeichneten Oolithen und von Korallenbänken und schliesslich durch eine vollständige Emersion charakterisiert, infolge deren diese rhätischen Sedimente bis auf wenige Relikte abgetragen wurden. (Zwei kleine oberrhätische, durch kurze Emersionen getrennte Teilzyklen finden sich im p. 571—572 wiedergegebenen Profil der Cava nördlich Frascarolo; sie weisen auf während der Regressionsphase bestehende oszillatorische Niveauschwankungen hin.)

Zyklus IV. Die Bildungen dieses Zyklus legen sich im E-Teil des Gebietes auf die des Zyklus II, im W auf die des Zyklus III. Zyklus IV beginnt mit den prachtvollen Transgressionsgesteinen des Lias. Er setzt, wie wir früher gezeigt haben, nicht überall gleichzeitig ein, sondern verspätet sich um so mehr, je weiter die Transgression über das Festland hinwegschreitet. Die Inundationsphase beginnt mit der Ablagerung des Kieselkalks und setzt sich, immer bathyalere Zustände bringend (Spongien-Ammoniten-Radiolarien), durch das Domérien und den Ammonitico rosso in den Radiolarit fort. Auch die reinen Kalke der Majolica mit ihrer Radiolarien- und Foraminiferenfauna sind offenbar unter ähnlichen Absatzbedingungen entstanden wie der Radiolarit, mit dem sie durch Übergänge verbunden sind. Die Einförmigkeit der darüber folgenden Mergelkalkfazies der mittleren und oberen Kreide zeigt, dass auch mit ihr die Regressionsphase noch nicht eingesetzt hat. Bei oberflächlicher Betrachtung der Dinge wäre man allerdings geneigt, die der oberen Kreide eingelagerten Konglomerat- und Sandsteinbildungen auf eine Regression zurückzuführen. Das Fortbestehen derselben Mergelkalkfazies inmitten und über den klastischen Schichten zeigt aber, dass der Sedimentations-

bezirk als solcher nicht gewechselt hat. Auch die im Konglomerate von Sirone auftretenden Hippuriten und Gastropoden ändern an dieser Tatsache nichts. Dass so mächtige, als Delta ins Meer hinausgeschwemmte Konglomerate mit ihren oberen Teilen bisweilen bis in die neritische Zone hinaufreichten, scheint leicht begreiflich.

Auf jeden Fall sehen wir, dass am Ende der Kreidezeit unser Zyklus noch nicht beendet war. Mit andern Worten: Während der Jura- und Kreidezeit verschwindet in unserem Gebiete die in der Trias gut ausgeprägte Zyklengliederung und die Sedimentation erhält ausgesprochen geosynklinalen Charakter. Das Fehlen einer Zyklengliederung in den posttriadischen Schichten, sowie das Auftreten von klastischen, vom werdenden Alpengebirge herstammenden Bildungen, zeigt uns deutlich, dass wir uns in einem Raume orogener Sedimentation befinden. Die zyklische Gliederung der triadischen Sedimente spricht nicht dagegen; sie zeigt uns nur, dass diese in einem Raume entstanden sind, in welchem die rhythmischen Schwankungen des Meeresspiegels noch zur Geltung gelangten. Mit dem raschen Einsinken zu Beginn der Liaszeit verliess der Meeresboden diesen Raum und die Zyklengliederung verschwand deshalb.

IX. Tertiär

(Pliocaen).

Von Ablagerungen der Tertiärzeit sind nur pliocaene Bildungen zu erwähnen. Auf Blatt XXIV der geologischen Dufourkarte (79) ist unweit der Station Bisuschio ein Streifen von Pliocaen eingezeichnet; gegenwärtig sind dort nur Quartärablagerungen zu sehen. Dagegen beobachtete ich da, wo der Riale Garavoni zwischen Besano und der Stazione Bisuschio-Viggiù in die Ebene austritt, unter Moränenmaterial, gutgeschichtete, gelbe, sandige Tone, die möglicherweise pliocaen sind. Leider fehlen Fossilien.

Fossilführendes Pliocaen findet sich dicht südlich meines Untersuchungsgebietes an altbekannter Lokalität Folla d'Induno nordöstlich Varese.

X. Quartär.

A. Diluvium.

Die Diluvialablagerungen habe ich nicht eingehend untersucht. Um befriedigende Resultate zu erhalten, müsste das ganze Gebiet der ceresischen Moränenamphitheater und der

südlich daran anschliessenden Terrassenbildungen im Zusammenhange behandelt werden. Ich beschränke mich auf eine gedrängte Übersicht:

Während der Diluvialzeit lag unser Aufnahmegebiet im Bereiche der alpinen Gletscher. Nur seine höchsten Erhebungen waren während der ganzen Epoche frei vom Eise, so M. S. Giorgio, M. Pravello, M. Orsa, M. Piambello, Poncione di Ganna, M. Minisfreddo, M. Monarco, M. Martica-M. Chiusarella und M. Campo dei Fiori. An den N-Hängen des M. Pravello, des M. Minisfreddo und des Poncione di Ganna liegen die höchsten Erratiker bei ca. 800 m, am S-Abhang gegen die Ebene auf M. S. Elia, M. Useria und am S-Abhang des M. Chiusarella noch bei 600 bis 650 m.

Zwei grosse Alpengletscher haben in unserem Gebiete ihre Ablagerungen hinterlassen, der Adda- und der Ticino(Tessin)-gletscher.

1. Der Addagletscher.

Ein Seitenarm des Addagletschers drang vom Comersee her über den Sattel Menaggio—Porlezza in das Gebiet von Lugano ein und folgte von hier in S-Richtung dem Tale des heutigen Luganersees. An der S. Giorgiohalbinsel gabelte er sich entsprechend den beiden Seetälern: Ein westlicher Arm drang in SW-Richtung gegen Porto Ceresio vor und sandte dabei einen Ausläufer über den Sattel von Serpiano ins Tal von Meride, ein östlicher Arm schob sich durch das Tal von Capolago und trat nördlich Tremona mit dem Serpiano-Merideausläufer in Verbindung. In der Gegend von Mendrisio wurde dieser Capolagogletscher, wie wir ihn nennen wollen, durch den Chiassoarm des Comerseegletschers gegen W abgedrängt.

Über die Moränen, die der Capolagogletscher auf seiner W-Seite im Mendrisiotto hinterlassen hat, konnten wir folgendes feststellen: Die Stirnmoränen liegen in der Gegend zwischen Gaggiolo, Stabio und Clivio. Eine äussere Wallzone zieht sich von Bella Cima gegen den M. Tre crocette, P. 477, und biegt dann nach NE ab, Richtung Clivio; eine innere lässt sich vom Buchstaben M von Monticelli (westlich Stabio) im Bogen über P. 402, P. 410, Tre Camini ununterbrochen bis S. Pietro verfolgen. Ein weiterer Moränenwall, wahrscheinlich die Seitenmoräne eines letzten Rückzugsstadiums, zieht sich vom Museo Vela bei Ligornetto, allerdings teilweise schon stark abgetragen, über P. 402, P. 409, P. 401, P. 405, P. 401 (Nef) bis nach Ronca P. 399 (nördlich Rancate). Die zwischen diesem Hügelzug und dem abtauchenden Alpenrand liegende, teilweise abflusslose Depression enthält stellenweise Torflager.

Der Capolagogletscher fand seinen Abfluss von Stabio nach SW zu. Heute liegt bei Stabio die durch Moränen bedingte Wasserscheide, welche das Flussgebiet des bei Capolago in den Luganersee mündenden T. Laveggio von demjenigen des der Olona zufliessenden T. Gaggiolo trennt. Ob unter den Moränen eine ehemalige Abflussrinne des Luganersees verborgen liegt, ist unentschieden.

2. Der aus Adda- und Ticino-Eis bestehende Mischgletscher von Porto Ceresio.

Der sich gegen Porto Ceresio ziehende Arm des Addagletschers verlor bald seine Selbständigkeit; denn schon südlich Morcote vereinigte er sich mit dem über den Monte Ceneri ins Agnotal vorstossenden östlichsten Arm des Tessingletschers. Der aus dieser Vereinigung hervorgehende Porto Ceresiogletscher rückte bis in die Gegend von Varese vor. Sich gegen E ausbreitend, trat er zur Zeit des höchsten Eisstandes in der Gegend von Saltrio und Clivio mit dem Capolagoarme des Addagletschers in Verbindung. Nach W zu bestand Kommunikation mit dem durch die V. Ganna herunterkommenden Ast des Tessingletschers. Berührungspunkte waren: 1. der Sattel der Alpe Tedesco (3 km W Cuasso al Piano); 2. das Riazzotälchen zwischen M. Rho d'Arcisate und M. Monarco; 3. die Gegend von Induno.

Die Zusammensetzung des Porto Ceresiogletschers aus Adda- und Ticino-Eis findet ihren Ausdruck im abweichenden Moränenmaterial der beiden Talseiten. Auf der E-Seite treffen wir ausschliesslich Addagesteine (z. B. Juliergranit), auf der W-Seite Tessingesteine (Tessinergneisse und granatführende Hornblendegesteine der Tremolaserie).

Die Mischung von Adda- und Ticino-Eis im Gletscher von Porto Ceresio ist auf der sonst ausgezeichneten „Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen" von Roman Frei (40) nicht vermerkt; sie war übrigens schon von Omboni (81) und Penck (94) erkannt.

Die Endmoränen des Porto Ceresiogletschers liegen im Raume zwischen Arcisate, Induno, Malnate und Clivio.

Ein innerer Moränenwall setzt bei P. 386 nördlich Arcisate an das westliche Talgehänge an und lässt sich gegen E ununterbrochen über P. 389, Colle d'Oro P. 392, P. 394, und P. 393 bis gegen Brenno verfolgen. Eine äussere Wallzone beginnt bei Induno und zieht sich, einen nach S konvexen Bogen beschreibend, bis in die Gegend von Clivio.

Die Entwässerung des innerhalb der inneren Wallzone gelegenen Teiles der V. d'Arcisate besorgt der T. Brivio nach

dem Luganersee; die zwischen den beiden Wallzonen gelegene Gegend entwässert der T. Bevera, der nach Durchbrechung der äusseren Wallzone der Olona zufliesst. Die Wasserscheide zwischen T. Brivio und T. Bevera bildet westlich des M. Useria der Moränenwall von Arcisate; östlich dieses Berges liegt sie auf dem flachen Sattel der Stazione Bisuschio-Viggiù. Die durch das schwache Gefälle dieser Bäche bedingte ungenügende Entwässerung hat in der Umgebung von Arcisate, Bisuschio, Stazione di Bisuschio und im Tälchen des T. Bevera Anlass gegeben zur Bildung von ausgedehnten Sümpfen und Torfmooren.

3. Der Ticinogletscher.

Reine Abkömmlinge des Ticinogletschers sind die kleinen Gletscher der beiden Olonatäler (V. Ganna und V. della Rasa). Ihre Endmoränen kamen im Raume zwischen Induno, Varese und S. Ambrogio zur Ablagerung. Im E mischen sie sich mit den Moränen des Porto Ceresiogletschers, im W mit denjenigen des Langenseegletschers. Eine scharfe Grenze zwischen diesen einzelnen Teillappen besteht nicht.

Was die *glazialen Sedimente* anbelangt, so beschränke ich mich auf einige Bemerkungen über die Grundmoräne. Diese füllt die Talsohlen aus und überkleistert bis weit hinauf die Gehänge. In der V. d'Arcisate ist bisweilen terrassenförmige Anordnung zu erkennen. Wo das Grundmoränenmaterial verschwunden ist, zeigt der anstehende Fels schöne Rundhöcker, bisweilen mit Schrammung (z. B. am Weg Porto Ceresio-Cà del Monte nördlich des R. Vignazza). Die Grundmoräne ist meist nicht mehr intakt, sondern verschwemmt, und zeigt Übergänge zu fluvioglazialen Bildungen. Letztere sind oft in Gestalt von feinen Schwemmsanden und Schottern der Moräne eingelagert. Ähnliches hat P. Kelterborn (53) aus dem benachbarten Malcantone beschrieben.

Nach dem Grade der Verwitterung lassen sich deutlich zwei Arten von Grundmoränen unterscheiden: die erste Art besteht aus einem braunen, tonigen Lehm, welcher zersetzte, grusig zerfallende Gneiss- und Porphyrblöcke umschliesst; die zweite Art enthält frische, unzersetzte Silikat- und geritzte Kalkgeschiebe. Die Moränen der ersten Art sind der vorletzten, grössten Eiszeit zuzurechnen, die der zweiten Art der letzten Eiszeit. Das alleinige Vorkommen von Moränen der ersten Art im Bereiche der beiden Olonatäler beweist, dass diese während der letzten Eiszeit nicht mehr vom Gletscher bedeckt waren (vgl. 40, Karte von R. Frei).

B. Alluvium (Bergsturz und Gehängeschutt).

Diese Bildungen sind an die Dolomitflühe gebunden. In grosser Verbreitung kommen sie vor nördlich unterhalb des vom M. Pravello zur V. d'Arcisate sich hinunterziehenden Hauptdolomitgrates, am N-Hang des M. Useria, am SE-Hang des M. Rho d'Arcisate oberhalb des Laghetto Cigogna und in der V. Ganna unterhalb des Poncione di Ganna und des M. Minisfreddo. Die grossen Hauptdolomitbergstürze haben oft beträchtliche Massen von bunten Raiblermergeln mitgerissen; diese geben Anlass zum Austritt von Quellen.

Der Gehängeschutt ist oft zu harter Breccie verkittet. Besonders schön zeigt diese Erscheinung der Schutt von Virglorien-dolomit an der Strasse Besano—R. Vallone und in der kleinen Schlucht hinter Gaggetto, östlich Besano. Hier ist in die Breccie manch kühler Grotto eingehauen, wo herrlicher Nostrano den Geologen die Mühsale seiner harten Arbeit vergessen lässt.

Tektonischer Teil.

I. Allgemeines.

Wie schon in der Einleitung bemerkt wurde, gehört unser Gebiet der südlichsten, grossen Antiklinale der Luganeser Alpen an: der Antiklinale des Campo dei Fiori (Taramelli 126, 127). Sie taucht ca. 6 km östlich des Lago Maggiore, bei Gemonio, aus der Ebene auf und steigt ostwärts rasch zu beträchtlicher Höhe an. Am N-Grat von P. 1136 des M. Campo dei Fiori ist der von Lias gebildete Gewölbescheitel sehr schön zu sehen. Wenig weiter östlich ist das Gewölbe bis auf den permischen Porphyrkern denudiert. Dieser lässt sich nach E verfolgen bis zur Hauptverwerfung von Lugano, an welcher die Antiklinale endigt (Bistram 16, Frauenfelder 39). Im N wird der permische Gewölbekern durch das Mesozoikum der tektonisch komplizierten Mulde Valcuvia—Salvatore (Taramelli 126, 127) begrenzt; den S-Schenkel bilden die Kalkberge des M. Campo dei Fiori, M. Chiusarella, M. Minisfreddo und des M. S. Giorgio. Die Lagerungsverhältnisse sind hier im allgemeinen einfach: die dem Porphyr normal aufliegenden Sedimente bilden eine regelmässig 30—40° S geneigte Platte. Nur in der Gruppe des M. Minisfreddo bringen zwei sekundäre Gewölbe Abwechslung. Während im W-Teil des Untersuchungsgebietes der S-Schenkel der Antiklinale des Campo dei Fiori endgültig unter das Quartär der Ebene untertaucht, sind ihm am S-Abhang des S. Giorgiogebietes einige kleinere Falten vorgelagert.

Die Hauptstreichrichtung beträgt im Gebiete des M. Campo dei Fiori und des M. Chiusarella N 60° W, in der V. Ganna biegt sie um und ist von da an bis ans E-Ende des Gebietes ca. N 70° E. Der S-Schenkel der Campo dei Fiori-antiklinale beschreibt also einen gegen S konvexen Bogen.

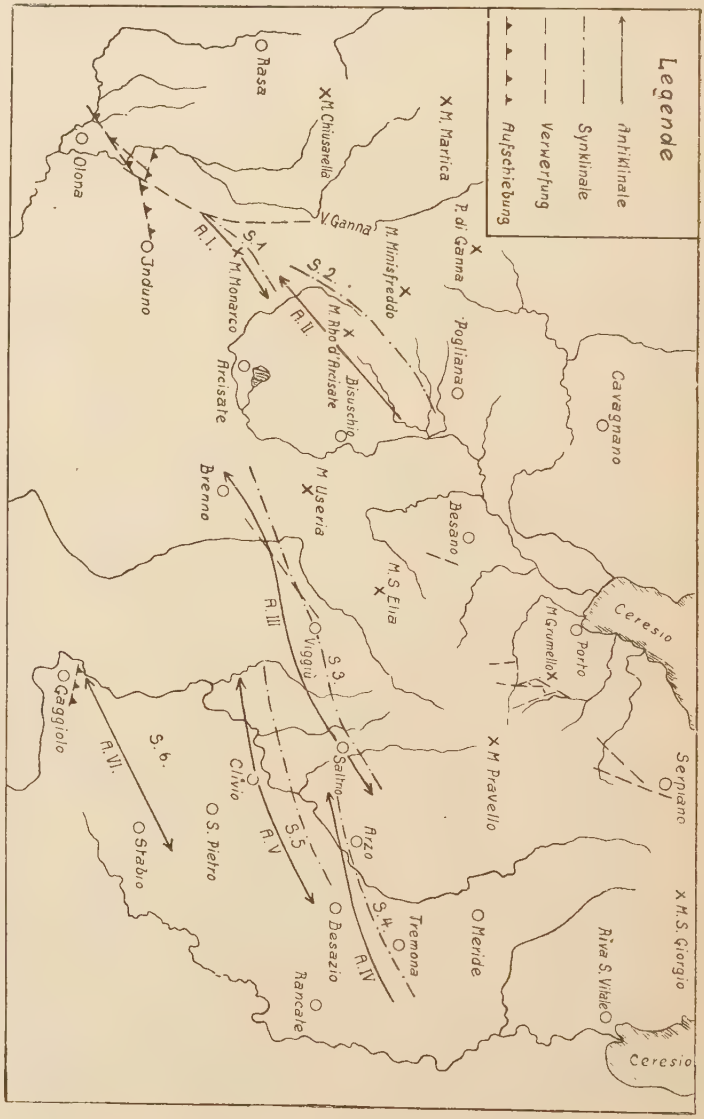


Fig. 7 Verlauf der Faltenaxen und Brüche. Masstab 1 : 100,000.

A. I. = Antiklinale Monarco, A. II. = Antiklinale Bisuschio, A. III. = Antiklinale Brenno, A. IV. = Antiklinale Barozzo, A. V. = Antiklinale Clivio, A. VI. = Antiklinale Stabio.
S. 1. = Synklinale Montallegro, S. 2. = Synklinale Rossago, S. 3. = Synklinale Viggiù, S. 4. = Synklinale Tremona, S. 5. = Synklinale Loro, S. 6. = Synklinale Albano.

II. Tektonische Einzelbeschreibung (vergl. Taf. XXII).

A. Der S-Schenkel der Campo dei Fioriantiklinale.

1. Das Chiusarellagebiet (Taf. XXII, Profil 21—24).

Das Chiusarellagebiet entspricht im grossen Ganzen einer regelmässig nach SW absinkenden Platte; nur in den Raiblerschichten der Umgebung von Grotte di V. Ganna machen sich sekundäre Faltungen bemerkbar. Am Ausgang der V. Ganna erkennt man ferner ein starkes Abbiegen der Platte gegen S hin. Mit diesem stehen die in Profil 23 dargestellten Brüche *a* und *b* in genetischem Zusammenhang. Bruch *a* streicht ca. N 35° E und schneidet am W-Ausgang des untern Strassentunnels in der V. Ganna den Kieselkalk des Lias ab. Dieser scheint gegenüber dem Conchodondolomit (p. 573) der NW-Scholle abgesunken zu sein; ich fasse deshalb den Bruch als echte Verwerfung auf (Profil 23). Bruch *b* dagegen entspricht einer ca. 45° S fallenden Aufschiebung. Diese beginnt im W in der V. Ganna zwischen P. 401 und den Grotte, da wo von E ein kleines Tälchen mündet. Die Störung zieht sich in ESE-Richtung dieses Tälchen hinauf zu P. 522, verläuft dann eine Weile in der alten V. Gannastrasse und findet am V. Gannabruch ihr Ende. An ihr ist im W der Hauptdolomit, im E der Liaskieselkalk der S-Scholle auf die feingebankten Dolomite, Kalke und Kalkschiefer der N-Scholle aufgeschoben (Profil 23, b).

2. Der V. Gannabruch (Taf. XXII, Profil 20—22).

An diesem grossen Querbruch, den wir mit Taramelli (126) V. Gannabruch nennen, ist das Minisfreddogebiet gegen das Chiusarellagebiet versenkt; er erklärt uns die Verschiedenheit der beiden Seiten der V. Ganna von der Cà della Miniera an nach N bis S. Gémolo (1,3 km südlich Ganna): Die W-Seite wird von permischen Porphyren, die E-Seite von triadischen Dolomiten gebildet. Nördlich der Cà della Miniera ist der Bruch unter der jungen Talaufschüttung verborgen; erst südöstlich dieser Örtlichkeit kann er am östlichen Talhang gefasst werden. Er verwirft hier die permischen Porphyre westlich gegen den ladinischen Dolomit östlich (Profil 20). Die nördlich dieser Stelle sich erhebende senkrechte Dolomitwand dürfte durch die den Bruch begleitenden Külfte bedingt sein. Nach S zu lässt sich der Bruch ununterbrochen bis zu den Fornaci Montallegro verfolgen, wo er eine leichte Abbiegung nach SSW

erfährt. So taucht er unter das Moränenplateau des P. 580. Jenseits erscheint er wieder am E-Hange des Tälchens, das sich von Orsu (900 m nordwestlich der Kirche von Induno) mit SW-Richtung in die V. Ganna hinunterzieht und bei der Brauerei Poretti mündet. Diesem Tälchen entlang lässt sich der Bruch bis zur Brauerei verfolgen; dort verläuft er in den Kreideschichten.

Die Sprunghöhe ist im N bedeutend grösser als im S; in der V. Ganna beträgt sie 500—600 m, bei der Brauerei höchstens noch 50 m.

Der V. Gannabruch scheint im Zusammenhange zu stehen mit dem starken Umbiegen der Streichrichtung; dieses hatte offenbar ein Zerreissen des normalen Schichtverbandes zur Folge. Nördlich der Fornaci Montallegro stossen an der Verwerfung N 60° W streichende Schichten der W-Scholle mit N 30° E gerichteten Schichten der E-Scholle zusammen. Im S, in der Gegend der Brauerei, besteht diese Differenz zwischen den beiden Schollen nicht mehr; der Bruch hat daher hier sein Ende erreicht.

3. Das Minisfreddogebiet.

Im Gegensatz zum Chiusarellagebiet entspricht das Minisfreddogebiet nicht einer einfachen, S fallenden Schichtplatte, sondern es treten hier zwei sekundäre, von W nach E sich ablösende Gewölbe auf, die im N je von einer flachen Synklinale begleitet sind (s. Textfigur 7): Die Monarcoantiklinale (A. I) und die Montallegrosynklinale (S. 1) erreichen ihre Hauptentfaltung im W, beim M. Monarco und sinken gegen NE ab (Profil 20 u. 21); die Bisuschioantiklinale (A. II) und die Rossagosynklinale (S. 2) haben ihre stärkste Entwicklung im E, in der Gegend von Bisuschio und des M. Rho d'Arcisate und sinken gegen SW ab (Profil 15—18). Untertauchen und Ablösung der beiden Gewölbe erfolgt am SW-Hang des Riazzo nordwestlich Arcisate (Profil 19).

Die Monarcoantiklinale (A. I) beginnt bei den Fornaci Montallegro am V. Gannabruch und zieht sich über den Gipfel des M. Monarco und dessen NE-Rücken ins Tälchen, das von der Lücke zwischen P. 823 und P. 858 in ENE-Richtung herabläuft. Noch bevor das Riazzo erreicht ist, ist sie verschwunden. Die Antiklinale hat auf der ganzen Strecke ca. 30° nordöstliches Axialgefälle. Auf dem Gipfel des M. Monarco habe ich einen kleinen Scheitelbruch festgestellt (*c* in Profil 20).

Die Montallegrosynklinale (S. 1) zieht sich von den Fornaci Montallegro über die Lücke zwischen P. 823 und P. 858

des M. Monarco in das nordostwärts zum Riazzo abfallende Tälchen. Sie verschwindet gleichzeitig mit dem Untertauchen der Monarcoantiklinale. In ihrem SW-Teil streicht sie so nahe an diese heran, dass die Muldenumbiegung keinen Platz mehr findet; sie ist durch einen Bruch ersetzt (*d* in Profil 20 u. 21).

Die Bisuschioantiklinale (A. II) ist am schönsten am E-Abhang des M. Rho d'Arcisate ausgeprägt. Sie bildet nordwestlich Bisuschio im Virgloriendolomit ein schon von weitem erkennbares Gewölbe (Profil 16) und zieht sich von P. 479 über den grossen Felskopf östlich unterhalb des M. Rho d'Arcisate und über den S-Grat dieses Berges ins Riazzo hinüber. Auf der SW-Seite dieses Tälchens ist die Gewölbeumbiegung in den liasischen Transgressionsgesteinen sehr schön erhalten. Am NE-Grat von P. 823, bei einer Höhe von 730 m, ist die Antiklinale verschwunden (Profil 19).

Die Rossagosynklinale (S. 2) ist gleichfalls im N von Bisuschio am besten ausgeprägt. Sie zeigt sich zum ersten Male im Tälchen südlich der Strasse Rossago—Pogliana in der untern Kalkzone. Der ca. 45° N fallende S-Schenkel und der 30° S fallende N-Schenkel stossen hier in scharfem Knick aneinander. Von da weg streicht die Mulde den Hang hinauf, nördlich am Roccolo vorbei in den Sattel zwischen P. 973 und P. 934 des M. Rho d'Arcisate, in den höhern Schichten allmählich immer flacher werdend (Profil 17). Sie folgt dann dem NW-Rand des sich von diesem Sattel in SW-Richtung herunterziehenden Tälchens ins Riazzo, quert dieses und verläuft jenseits in der Trockenrinne, die an der Lücke zwischen P. 806 und P. 823 ihren Anfang nimmt (Profil 19).

Sowohl die Bisuschioantiklinale als auch die Rossagosynklinale fallen axial ca. 30° gegen SW ab. Da auch die anliegenden Schenkel durchschnittlich ca. 30° geneigt sind, so gibt sich der Gewölbescheitel resp. die Muldenumbiegung an der Oberfläche nur durch Abbiegen des Streichens kund. Da die Falten N 50° E streichen, haben wir den Gewölbescheitel resp. die Muldenumbiegung da anzunehmen, wo das Streichen einen rechten Winkel mit dieser Richtung bildet, also bei N 40° W.

4. Die Aufschiebung der Kreide zwischen Induno und Olona (Profil 22—24).

Wie schon im stratigraphischen Teil (p. 603) bemerkt wurde, ist die Auflagerung der Kreide in der Gegend zwischen den Dörfern Induno und Olona nirgends eine normale; auf

der ganzen Strecke ist die Kreide auf das Domérien aufgeschoben. Die Aufschiebungsfläche konnte im Dezember 1923 an einem neugeschaffenen Aufschluss an der Strasse Induno—Bregazzana, dicht nordwestlich der Villa Poretti, gemessen werden (vergl. Textfig. 8): sie fällt hier mit 45° gegen SE und schneidet die ca. 60° SE fallenden grauen Domérienkalke ab. Über diesen liegt diskordant grauer bis gelblicher, verlehmter Kreidemergel (im Bächlein, 200 m südwestlich, ca 35° SE fallend).

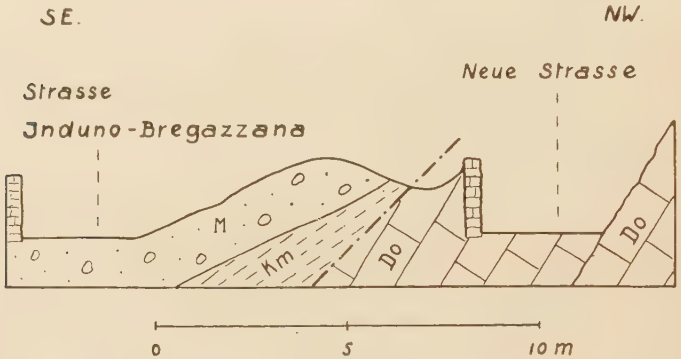


Fig. 8. Profil an der Strasse Induno-Bregazzana.
M = Moräne, Km = Kreidemergel, Do = Domérien.
— · — · — · — · Aufschiebung.

Längs der Aufschiebung ändern sich die Verhältnisse von E nach W: Bei Induno bringt die Störung die roten Mergelkalke der mittleren Kreide mit rotem Domérien in Kontakt (Profil 22); gegen W keilen sowohl das Domérien als auch die roten Kreidemergelkalke immer mehr aus (Profil 23), so dass westlich der Brauerei Poretti die Flyschfazies der Kreide direkt auf sehr reduziertes graues Domérien zu liegen kommt (s. Fig. 8 und Profil 24). Im Bachriss, der sich von Bregazzana in südöstlicher Richtung zur Olona hinunterzieht, liegt über dem Kieselkalk nur noch eine einzige Domérienbank, dann folgen sofort die mergeligen Kreideschichten. In den westlich liegenden Tälchen, bei Molino grasso, haben wir dieselben Verhältnisse. Westlich dieser Örtlichkeit verschwindet die Störung unter den mächtigen Moränenmassen von S. Ambrogio.

Über das Verhältnis des V. Gannabruches zur Aufschiebung von Induno ist zu bemerken, dass jener die jüngere Störung ist, da er die Aufschiebung durchsetzt und um ca. 100 m verschoben hat. Während der letzten Phasen der Alpenfaltung mussten hier zunächst von S nach N gerichtete Bewegungen

ausgelöst worden sein, welche die Aufschiebung der Kreideschichten veranlassten. Später haben aber, wohl infolge der Überkippung der alpinen Deckenwurzeln, von N nach S wirkende Kräfte eingesetzt. Sie haben den nach S konvexen Bogen Mendrisio—Induno—Laveno geschaffen. Da wo der Bogen am weitesten gegen S vorspringt, und die Abbiegung des Streichens stattfindet, kam es zum Aufreissen des V. Gannabruches.

5. Das S. Giorgiogebiet.

Das S. Giorgiogebiet entspricht wiederum einer regelmässig ca. 35° SSE fallenden Schichtplatte. Es zeigen sich nur ganz untergeordnete Störungen: die dünnschichtigen, ladinisch-karnischen Kalke sind etwas weniger regelmässig gelagert als die liegenden und hangenden klotzigen Dolomite, und an der Militärstrasse nach Albero di Sella machen sich in den Kalken kleine Fältelungen bemerkbar. Brüche kommen vor, sind aber äusserst selten. Frauenfelder (39, p. 346) erwähnt zwei Längsbrüche, welche bei Serpiano das Virglorien mit dem Porphyrit in Kontakt bringen. Dasselbe wiederholt sich in unserm Gebiete am Passo della Barra. An einem N 35° E streichenden, auf ca. 800 m verfolgbaren Längsbruch, dem La Barrabruch, sind die Sedimente im SE abgesunken; der Porphyrit des M. Grumello im NW wurde infolgedessen morphologisch herausgehoben. Die Verhältnisse komplizieren sich durch vier schräg zum La Barrabruch laufende Querbrüche. Ich habe sie in Fig. 9 von E nach W mit arabischen Zahlen bezeichnet, während die durch die Brüche voneinander geschiedenen Schollen mit römischen Zahlen numeriert sind.

Querbruch 1 (Richtung N 5—10° W, scheinbare Sprunghöhe ca. 130—150 m). Bruch 1 trifft bei der Brücke im R. Poncini auf den La Barrabruch. Er bedingt auf der E-Seite der Brücke die zahlreichen Rutschharnische mit gegen N zeigenden, fast horizontalen Rutschstreifen. Wenig weiter südlich ist er am W-Hang des Tälchens auf ziemlich lange Zeit schön aufgeschlossen; oberhalb der Grenzbitumencava entzieht er sich aber der direkten Beobachtung. In seiner Verlängerung treffen wir an der Strasse nach Albero di Sella eine Zone stark gequälter Kalke. Die Differenz zwischen den Schollen I und II scheint sich hier in der oberen Kalkzone auszugleichen.

Scholle II. In ihr tritt ein mit dem La Barrabruch ungefähr paralleler Längsbruch auf, an welcher der S-Flügel abgesunken ist. Er bringt die oberen Teile der untern Kalk-

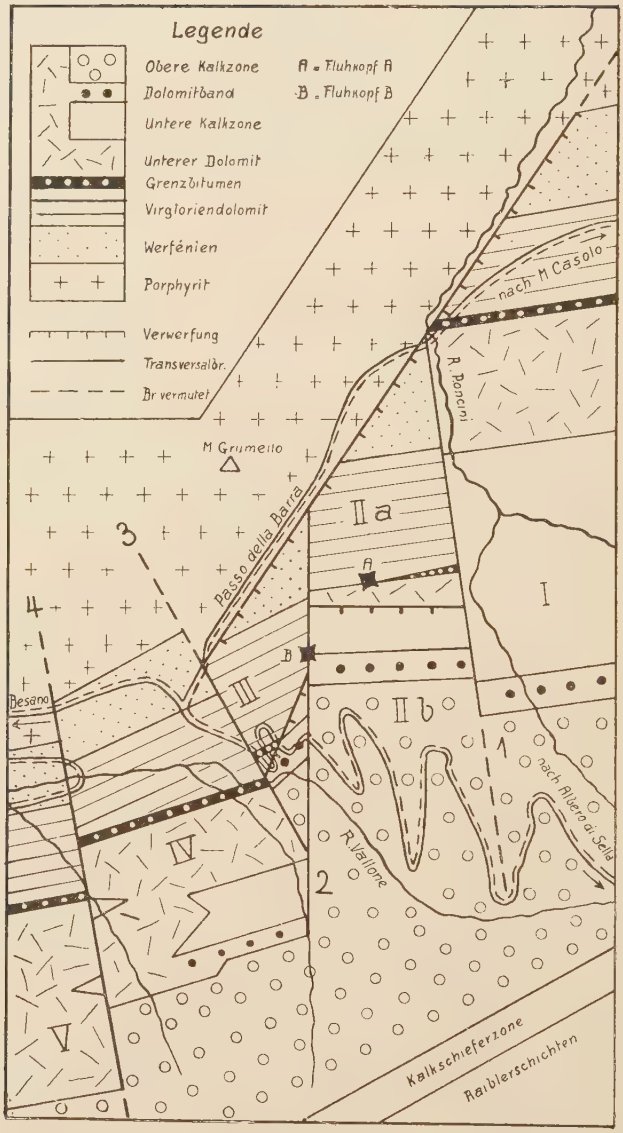


Fig. 9. Tektonische Skizze der Umgebung des Passo della Barra. Masstab ca. 1 : 10,000.

zone mit dem untersten ladinischen Dolomit in Berührung; die Sprunghöhe beträgt ca. 100 m (Profil 8). Das Grenzbitumen ist im NW-Teil der Scholle ausgequetscht, findet sich aber in der am E-Rand der Scholle liegenden Cava in normaler Entwicklung. Infolge des Längsbruches innerhalb der Scholle II kommt ihr unterer Teil (IIa) höher zu liegen als die entsprechenden Schichten der Scholle I, während ihr oberer Teil (II b) dieser gegenüber versenkt erscheint.

Bruch 2 (Richtung N 0—5° E, scheinbare Sprunghöhe ca. 100 m). Er verläuft zwischen den beiden aus Virgloriendolomit gebildeten Fluhköpfen A und B. Im Bereiche des befestigten Fluhkopfes B ist der Bruch mancherorts gut aufgeschlossen, ferner an der Strasse nach Albero di Sella, im R. Vallone und endlich im ersten Tälchen westlich R. Vallone bei ca. 650 m. In demselben Tälchen zeigen sich oberhalb des bei ca. 700 m kreuzenden, horizontal verlaufenden Weges, in direkter Verlängerung der Störung, wild gestauchte und verbogene Kalke, welche Erscheinung ich wieder als das Auslaufen des Bruches deuten möchte. Es scheint also, dass die Brüche nirgends bis zu den Raiblerschichten durchgehen, sondern dass der Ausgleich schon in der oberen Kalkzone erfolgt.

Scholle III. In ihr tritt, wie in Scholle II, eine Längsverwerfung auf, an welcher der S-Flügel abgesunken ist. Im nordöstlichen Schollenteil bringt sie den Virgloriendolomit und die untere Kalkzone miteinander in Berührung, im südwestlichen Teil den untersten ladinischen Dolomit und das obere Dolomitband. Sie ist besonders deutlich wahrnehmbar an der Strasse Besano—Albero di Sella, in der ersten Kurve nach Abzweigung der Strasse nach M. Casolo.

Bruch 3 (ca. N 25° W, scheinbare Sprunghöhe 30—50 m). Er ist an den Strassen nach M. Casolo und nach Albero di Sella, sowie im R. Vallone gut aufgeschlossen, nach ca. 300 m vereinigt er sich mit Bruch 2.

Bruch 4 (Richtung ca. N 5° W, scheinbare Sprunghöhe ca. 60 m). Im R. Vallone, wenige Meter westlich der Strassenbrücke erstmals wahrnehmbar, zieht Bruch 4, eine Kluft bildend, den Hang hinauf und erscheint wieder auf längere Zeit im zweiten Bachriss westlich R. Vallone. Dann tritt er in die obere Kalkzone ein und kann nicht mehr weiter verfolgt werden.

Die Brüche in der Umgebung des Passo della Barra sind offenbar als Spannungsauslösungen der Alpenfaltung aufzufassen. Zuerst entstand, wie mir scheint, der La Barrabruch. Wenig südöstlich des La Barrabruches bildete sich ungefähr parallel zu ihm ein zweiter Längsbruch. Durch den Querbruch 2

wurde er nachträglich in zwei Teile zerlegt. Wahrscheinlich machten sich dann im staffelförmig versenkten SE-Flügel nach N gerichtete Schubkräfte geltend, welche wegen des Widerstandes, den sie im NW fanden, zum Aufreissen der Brüche 1—4 führten, von denen 1 und 2 ein Ausweichen der Schollen nach N, 3 und 4 ein Verschieben der Schollen nach NW ermöglichten. Die Querbrüche 1—4 sind also in erster Linie als Transversalverschiebungen aufzufassen, was übrigens durch die horizontale Streifung der Rutschharnische bestätigt wird. Ob sich gleichzeitig auch Vertikalbewegungen ereigneten, kann nicht entschieden werden. Längs Bruch 1 wurde Scholle I ca. 300 m nach N verschoben, die Verschiebung der Scholle II längs Bruch 2 war schon geringer, da sich hier ein vermehrter Widerstand bemerkbar machte. Scholle III, der sich der grösste Widerstand entgegenstellte, blieb relativ stehen und erfuhr nur, wie auch Scholle II, eine Schrägstellung. Dass in Scholle III und im W-Teil von Scholle II ein Maximum von Widerstand vorhanden war, ergibt sich schon aus der Ausquetschung des Grenzbitumens. Scholle IV wurde an den Brüchen 3 und 4 nach N verschoben, während Scholle V zurückblieb.

Ein weiterer Bruch ist am E-Rande der V. d'Arcisate, ca. 400 m SSE der Kirche von Besano, in einem kleinen Bachriss erschlossen (Besanobruch Taramelli's 126, 127). Er bringt den Porphyrit mit unterem ladinischen Dolomit in Kontakt; wahrscheinlich verwirft er in seiner nördlichen Fortsetzung den Quarzporphyr gegen den Porphyrit (vergl. p. 554). Er streicht ca. N 10° E. Die etwas mehr nördlich im Virgliendolomit auftretende, von weitem sichtbare NS-Klüftung, die ca. 80° nach E einfällt, ist wohl als Begleiterscheinung des Bruches zu deuten.

B. Die Vorfalten an der S-Abdachung des S. Giorgio-Gebietes.

Der S fallenden Sedimentplatte des S. Giorgiogebietes sind gegen S einige flache Syn- und Antiklinalen vorgelagert (siehe Textfigur 7). Es sind dies in der Reihenfolge von N nach S: die Viggiùsynklinale (S. 3), die Brennoantiklinale (A. III), die Tremonasynklinale (S. 4), die Barozzoantiklinale (A. IV), die Lorosynklinale (S. 5), die Clivioantiklinale (A. V), die Albanosynklinale (S. 6) und die Stabioantiklinale (A. VI).

Viggiùsynklinale und Brennoantiklinale sind im W am stärksten entwickelt; gegen E hin klingen sie zwischen Saltrio und Arzo aus (Profil 7—15). Tremonasynklinale und Barazzo-

antiklinale sind auf den E-Teil des Gebietes beschränkt (Prof. 1 bis 7). Lorosynklinale und Clivioantiklinale sind nur im mittleren Teil des Gebietes entwickelt (Profil 4—11), Albanosynklinale und Stabioantiklinale nur im östlichen.

Die Viggiùsynklinale (S. 3) ist, von W aus gerechnet, erstmals zwischen dem Hügel von Brenno und dem M. Useria (Profil 15) sichtbar; sie zieht dann über Viggiù nach Saltrio. Ein letztes Mal ist sie nördlich Grasso inferiore angedeutet (Profil 7).

Die Brennoantiklinale (A III) zieht sich vom Hügel von Brenno P. 413 über P. 406 und die südlichen Cave di Viggiù nach dem M. Scerè und dem Hügel von Vidisello. Hier beginnt sie abzutauchen. Im R. Ripiantino und nördlich Grasso inferiore erscheint sie noch als schwache Welle (Profil 7 u. 8), um dann gänzlich aufzuhören.

In der Gegend zwischen Brenno und Viggiù werden Viggiùsynklinale und Brennoantiklinale von einem steil südfallenden Bruche schiefwinklig durchsetzt (Profil 12—14). An ihm ist der S-Flügel gehoben und etwas auf den N-Flügel aufgeschoben. Der Bruch beginnt im Scheitel der Brennoantiklinale am P. 406 nordöstlich Brenno (Profil 14), streicht gegen NE in die Viggiùsynklinale hinein (Profil 13, 12) und verliert sich in der Gegend von Viggiù.

Die Tremonasynklinale (S. 4) ist am deutlichsten ausgeprägt im Kieselkalkvorkommen östlich Tremona (Profil 1). Von hier streicht sie über den N-Hang des Hügels der S. Agata von Tremona (Profil 2) und den Roccolo ins Tälchen des T. Gaggiolo südlich Arzo hinein. Hier, in der Gegend von Arzo, tritt die Mulde nicht typisch in Erscheinung: der die Muldensohle bildende Hauptdolomit ist nicht horizontal, sondern zeigt durch die rhätische Dislokation (s. p. 578) bedingtes WSW-Gefälle. Dagegen tritt sie wieder deutlich hervor im Bachbett der Valle d'Arzo, da wo die Strasse Arzo—Saltrio die Landesgrenze überschreitet. Den Muldenkern bilden hier die grauen Radiolarite des Doggers; nördlich und südlich kommt unter diesen der Ammonitico rosso zum Vorschein (Profil 7). Weiter westlich ist die Mulde nicht mehr vorhanden.

Die Barozzoantiklinale (A. IV) ist die direkte Fortsetzung der Frauenfelder'schen Randantiklinale von Mendrisio (39, p. 347). Sie tritt nördlich P. 523 (1 km nördlich Rancate) in unser Gebiet ein (Profil 1). In der Gegend von M. Olivetto (nördlich Rancate) ist ihr S-Schenkel senkrecht gestellt und die einzelnen Schichtglieder sind in ihrer Mächtigkeit etwas reduziert. Einen Bruch, wie ihn Frauenfelder

(39, p. 347) bis in die Gegend von Besazio annehmen möchte, konnte ich nicht nachweisen, das Abbiegen der Schichten ist durchaus normal. Nach W verliert die Antiklinale bald ihre Gewölbenatur und erscheint nordwestlich Besazio, wo der N-Schenkel fehlt, nur noch als flexurartiges Abbiegen der horizontalen Sedimentplatte der Tremonasynklinale. Ein letztes Mal erkennen wir sie im Ammonitico rosso der V. d'Arzo südlich der Dogana Arzo—Saltrio (Profil 7).

Die Lorosynklinale (S. 5) zeigt sich zum ersten Male deutlich in der Majolica am T. Clivio zwischen Arzo und Clivio (Profil 8); sie muss aber schon weiter westlich, unter den Moränen zwischen Molino dell' Olio und Logaccio, vorhanden sein. Gegen E zieht sie sich über den Hügel von Loro (Profil 5) und verliert sich gegen den Dolomitklotz von Besazio hin. In ihrem N-Schenkel lässt sich am S-Ufer des T. Clivio, westlich der Molini d'Arzo, eine Doppelung des Toarcien erkennen, die vermutlich auf eine flach S fallende Überschiebung zurückzuführen ist (Profil 6). Überdies ist beim westlichen Molino im Toarcien noch ein Domérienkeil eingepresst.

Die Clivioantiklinale (A. V) erscheint im Bachbett des T. Clivio nördlich Molino di sopra und streicht dann über Clivio nach Ai Ronchi. Dort tritt ihr aus Hauptdolomit bestehender Kern an zwei Stellen zutage: 1. auf italienischem Gebiet am Fussweg von Ai Ronchi nach Cabella, 2. auf schweizerischem Gebiet am Abhang zwischen dem Grenzstein No. 133 und der Strasse Ligornetto—Clivio. Beiderorts tritt der Radiolarit beinahe in Kontakt mit Hauptdolomit, von diesem gelegentlich durch Domérienfetzen geschieden. Das Fehlen des Kieselkalks hängt offenbar mit der Liastransgression zusammen (p. 589); das Nichtvorhandensein des Ammonitico rosso und die Reduktion und Zerfetzung des Domérien möchte ich dagegen auf tektonische Ursachen zurückführen. Der Hauptdolomitkern ist wie ein Pflock gegen S herausgepresst worden und hat dabei wahrscheinlich die weichen Mergelschichten des Ammonitico rosso ausgequetscht. Gegen Besazio zu streicht die Clivioantiklinale in die Barozzoantiklinale hinein und endigt an dieser.

Die Albanosynklinale (S. 6), welche die Antiklinalen von Clivio und Stabio scheidet, ist der direkten Beobachtung nicht zugänglich.

Die Stabioantiklinale (A. VI) (Profil 8—12), aus Hauptdolomit bestehend, taucht am E-Ende des Schlosshügels von Stabio aus der Ebene auf (Einfallen 35° E). Es ist hier nur noch der steilgestellte S-Schenkel der Antiklinale erhalten,

der N-Schenkel ist offenbar längs eines Scheitelbruches versenkt (Profil 8). Den aus Hauptdolomit bestehenden S-Schenkel verfolgen wir in SW-Richtung auf 2 km Länge bis zum P. 427, wo er ca. 55° SSE fällt. Ca. 150 m westlich setzt sich ihm ein ca. 45° NW fallender N-Schenkel entgegen. Dieser lässt sich am besten erkennen in einem kleinen Steinbruch auf Schweizerboden, hart neben der Landesgrenze zwischen den Grenzsteinen No. 121 und No. 122. Die beiden Schenkel stossen an einem Gewölbebruch aufeinander. Im Tälchen südlich P. 427 wird der Hauptdolomit des S-Schenkels von wenig mächtigem Kieselkalk und Domérien überlagert. Über diesem folgt gegen SW nochmals Hauptdolomit und Kieselkalk. Wir haben also eine schuppenartige Doppelung im S-Schenkel, welche durch eine Überschiebung bedingt ist (Profil 12). Der Kieselkalk dieser Schuppe bildet den Untergrund des italienischen Dorfes Gaggiolo. Die Antiklinale ist fernerhin gut aufgeschlossen an der linken Uferböschung des T. Clivio nördlich der Häuser von Gaggiolo. Der normale S-Schenkel beginnt hier mit dem roten Domérien, welches beim südlichsten Aufschluss ca. 25° SE fällt. Im Steinbruch nördlich dieser Stelle ist das Streichen abgedreht und das Domérien fällt 45° W. Darunter folgt hier nach N zu noch etwas graues Domérien, dann ein wenig mächtiger, ganz zerquetschter Kieselkalk und schliesslich Hauptdolomit. Dieser bildet den Kern des hier stark gegen W abtauchenden Gewölbes. Er wird im N zunächst von etwas Kieselkalk und dann von 45° NNW fallendem, rotem Domérien überlagert, welche den N-Schenkel der Antiklinale bilden. Etwas weiter nordöstlich hat der Bach den Kieselkalk wieder freigelegt, dann folgt darüber neuerdings Domérien und schliesslich unter Ausquetschung des Ammonitico rosso und des Radiolarits sofort die Majolica. Sie fällt ca. 60° NNW; gegen NE schalten sich noch lokale Schuppen von Radiolarit und Domérien ein. Toarcien, wie es Mariani (68, p. 156) aus dieser Gegend erwähnt, konnte ich nirgends feststellen. Diese Verhältnisse zeigen uns, dass der N-Schenkel der Gaggioloantiklinale ganz verschuppt ist; das scheint auf gewaltige tektonische Pressungen hinzuweisen.

Zusammenfassung der wichtigsten Resultate.

Stratigraphie.

1. An der Basis der Porphyrite ist bei Porto Ceresio ein wenig mächtiges Quarzitkonglomerat nachgewiesen worden; es ist den unterpermischen Konglomeraten von Viona (Mal-

cantone) zu vergleichen und stellt ein Abtragungsprodukt des hercynischen Gebirges dar.

2. Die Abgrenzung von Virglorien und Ladinien konnte im ganzen Gebiete durchgeführt werden.

3. In der ladinisch-karnischen Stufe vollzieht sich im Aufnahmegebiet von E nach W ein Fazieswechsel von gutgebankten Kalken zu massigem Korallendolomit.

4. Die Raiblerschichten bestehen im E-Teil des Gebietes aus einer mächtigen Folge bunter Mergel (lagunäre Fazies); im Gebiet des M. Chiusarella sind sie beinahe rein dolomitisch ausgebildet (marine Fazies).

5. In obernorischer oder unterrhätischer Zeit wurde das Gebiet aus dem Meere herausgehoben und bildete eine Landoberfläche, deren höchster Punkt in der Gegend zwischen Arzo, Besazio, Tremona und Ligornetto lag. Infolge der Trockenlegung hat der die Oberfläche bildende Hauptdolomit starke Abtragung erfahren. Im W-Teil des Gebietes liegt transgressiv auf dem Hauptdolomit der rhätische Conchodondolomit. Im E-Teil des Gebietes fehlen rhätische Schichten.

6. Der Lias liegt im ganzen Gebiet transgressiv auf den ältern Schichten, im W auf Conchodondolomit, im E auf Hauptdolomit. Im W (am M. Campo dei Fiori, ausserhalb meines Untersuchungsgebietes) setzt die Transgression mit dem unteren Sinémurien ein, von da gegen E mit immer jüngeren Horizonten; bei Saltrio mit dem oberen Lotharingien, in der Gegend zwischen Arzo, Ligornetto, Besazio und Tremona mit dem Domérien. Von Tremona nach E setzt die Transgression umgekehrt in immer ältere Schichten hinab; an der E-Grenze unseres Gebietes liegt sie im Lotharingien. Da wo das Domérien transgrediert, fehlt der Liaskieselkalk vollständig.

Die Liasbreccien im Bereiche des Gaggiolotälchens (Cave di marmo d'Arzo) und der Depression zwischen M. Orsa und M. S. Elia sind die Ausfüllungen tiefeingeschnittener, steilgeböschter, ursprünglich nach N fallender Erosionsrinnen. Die Transgression in den Rinnen gehört verschiedenen Liasstufen an.

7. Der Ammonitico rosso umfasst in unserm Gebiet das Toarcien und das Aalénien, bei Molino di sopra (westlich Clivio) auch das Bajocien (mit *Posidonomya alpina* und *P. Buchi*).

8. Die Radiolaritfazies beginnt mit dem Bajocien resp. dem Bathonien und umfasst sämtliche Dogger- und Malmstufen bis zum Kiméridgien, im E-Teil des Gebietes auch noch das Untertithon.

9. Die Fazies der weissen Majolica beginnt im E-Teil des Untersuchungsgebietes wie in der Brianza mit dem Obertithon, im westlichen Gebietsteil dagegen bereits mit dem Untertithon.

10. Die Kreideschichten zerfallen deutlich in zwei Abteilungen, eine untere mergelig-kalkige (Mergelkalkfazies) und eine obere, in der sich klastische Einlagerungen (Sandkalke, Sandsteine und Konglomerate) geltend machen (Kreideflyschfazies).

Tektonik.

1. Zwischen Induno und Olona ist die Kreide auf das Domérien aufgeschoben.

2. Im Gebiet zwischen V. Ganna und der V. d'Arcisate treten zwei von W nach E sich ablösende Antiklinalen auf.

3. Am Passo della Barra ist ein kompliziertes System von Längs- und Querbrüchen nachgewiesen worden.

4. An der S-Abdachung des S. Giorgiogebietes sind vier Vorfalten vorhanden, die sich gegenseitig ablösen.

Literaturverzeichnis.

(Die für die Bestimmung der Fossilien benützte paläontologische Literatur ist hier nicht berücksichtigt.)

1. Airaghi, C.: I molluschi degli scisti bituminosi di Besano in Lombardia. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 51, 1912.

2. Alessandri, G. de: Fossili cretacei della Lombardia. Paleontografia italica, vol. 4, 1898.

3. Alessandri, G. de: Osservazioni geologichi sulla creta e sull'eocene della Lombardia. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 38, 1899.

4. Alessandri, G. de: Studi sui pesci triasici della Lombardia. Mem. soc. ital. sc. nat., vol. 7, 1910.

5. Amoretti, C.: Viaggio da Milano ai tre Laghi. Milano 1806.

6. Arbenz, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung der Alpen. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, Bd. 64, 1919.

7. Arthaber, G.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geognostica. 2. Teil. 1. Band: Trias. Stuttgart 1903.

8. Bassani, F.: Sui fossili e sull' età degli scisti bituminosi triasici di Besano. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 29, 1885.

9. Bayet, E.: Notes sur quelques excursions géologiques faites aux environs de Lugano (Tessin). Bull. de séances de la soc. royale Malacologique de Belgique, t. 22, 1887.

10. Benecke, E. W.: Über Trias und Jura in den Südalpen. Heidelberg 1866.

11. Benecke, E. W.: Über die Umgebung von Esino in der Lombardei. München 1876.

12. Bettoni, A.: Fossili doméniani della provincia di Brescia. Mem. soc. pal. suisse, vol. 27, 1899.

13. Bettoni, A.: Gli strati a Posidonomya alpina nei dintorni di Brescia. Boll. soc. geol. ital., vol. 23, 1904.

14. Bistram, A. v.: Über geologische Aufnahmen zwischen Luganer- und Comersee. Centralbl. f. Min. usw., No. 24, 1901.

15. Bistram, A. v.: Beiträge zur Kenntnis der Fauna des untern Lias in der Val Solda. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. 13, 1903.

16. Bistram, A. v.: Das Dolomitgebiet der Luganeralpen. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. 14, 1904.

17. Bonarelli, G.: Osservazioni sul toarciano e l'aleniano dell' Appennino centrale. Boll. soc. geol. ital., vol. 12, 1893.

18. Bonarelli, G.: Contribuzione alla conoscenza del giuralias lombardo. Atti R. Acc. sc. nat. Torino, vol. 30, 1894.

19. Bonarelli, G.: Fossili domériani della Brianza. Rend. R. Ist. lomb., ser. 2, vol. 28, 1895.

20. Brunner, C.: Aperçu géologique des environs du Lac de Lugano (accompagné d'une carte et de plusieures coupes). Neue Denkschr. Schweiz. Ges. Naturw., Bd. XII, 1852.

21. Buch, L. v.: Über einige geognostische Erscheinungen in der Umgebung des Luganersees in der Schweiz. Abhandl. preuss. Akad. d. Wissensch., Bd. 5, 1827.

22. Buch, L. de: Sur quelques phénomènes que présente la position relative du porphyre et des calcaires dans les environs du lac de Lugano. Annales des sc. nat., t. 10, 1827.

23. Buch, L. v.: Über die Lagerung von Melaphyr und Granit in den Alpen von Mailand. Abhandl. K. preuss. Akad. d. Wissensch., 1829.

24. Buch, L. de: Carte géologique du terrain entre le lac d'Orta et celui de Lugano. Annales des Sc. nat., t. 18, 1829.

25. Buch, L. v.: Geognostische Karte der Gegend zwischen Orta- und Lugano-See. Leonhard und Bronn. Jahrbuch 1830.

26. Corti, B.: Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche sulla regione compresa fra i due rami del Lago di Como e limitata a sud dai laghi della Brianza. Boll. soc. geol. ital., vol. 11, 1892.

27. Corti, B.: Sulla fauna giurese e cretacea di Campora presso Como. Rend. R. Ist. lomb., ser. 2, vol. 27, 1894.

28. Corti, B.: Sulla fauna a radiolarie dei noduli selciosi della majolica di Campora. Rend. R. Inst. lomb., ser. 2, vol. 29, 1896.

29. Curioni, G. : Sui giacimenti metalliferi e bituminosi nei terreni triasici di Besano. Mem. R. Ist. lomb., vol. 9, 1863.

30. Curioni, G.: Geologia applicata delle provincie lombarde. (Con una carta geologica.) Milano 1877.

31. Dal Piaz, G.: Le Alpi Feltrine. Mem. R. Ist. veneto, vol. 27, n^0 9, 1907.

32. Deecke, W.: Beiträge zur Kenntnis der Raibler Schichten der lombardischen Alpen. Stuttgart 1885.

33. Escher von der Linth, A.: Nachträge über die Trias in der Lombardei. Denkschr. d. allg. schweiz. naturf. Ges., Bd. 13, 1853.

34. Escher, B. G.: Über die prätriasische Faltung in den Westalpen. Inaug.-Diss. Universität Zürich. Amsterdam 1911.

35. Escher, B. G.: Vorläufige Mitteilung über die Geologie und Petrographie der S. Salvatore-Halbinsel bei Lugano. Ecl. geol. helv., vol. 11, 1913.

36. Eugster, H.: Geologie der Ducangruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, Bd. 79, 1923.

37. Favre, E.: Descriptions des fossiles des couches tithoniques des Alpes fribourgeoises. Mém. soc. pal. suisse, vol. VI, 1880.

38. Fraas, E.: Szenerie der Alpen. Leipzig 1892.

39. Frauenfelder, A.: Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Ecl. geol. helv., vol. 14, 1916.

40. Frei, R.: Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. (Mit einer Karte.) Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., Lieferung 41, 1912.

41. Fucini, A.: Ammoniti del lias medio dell' Appennino centrale esistenti nel Museo di Pisa. Palaeontografia italica., vol. 5 u. 6, 1899—1900.

42. Geyer, G.: Über jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Todten Gebirges in Steiermark. Jahrb. KK. geol. Reichsanstalt, Bd. 34, 1884.

43. Geyer, G.: Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrbuch KK. geol. Reichsanstalt, Bd. 36, 1886.

44. Geyer, G.: Über die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abhandl. KK. geol. Reichsanstalt, Bd. 12, 1886.

45. Geyer, G.: Die mittelliasische Cephalopoden-Fauna des Hinter-Schafberges in Oberösterreich. Abhandl. KK. geol. Reichsanstalt, Bd. 15, 1893.

46. Gümbel, C. W.: Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. *1. Abschnitt:* Die Gebirge am Comer- und Luganersee. Sitzungsber. KK. Akad. d. Wissensch. 1880.

47. Haas, O.: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol. Beitr., Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns, Bd. 26, 1913.

48. Harada, T.: Das Luganer-Eruptivgebiet. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1883.

48a. Hauer, F. v.: Erläuterungen zu einer geologischen Übersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei. Jahrb. KK. geol. Reichsanstalt, Bd. 9, 1858.

49. Haug, E.: Traité de Géologie. Paris 1907—1910.

50. Heim, A.: Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. Vierteljahresschrift naturf. Ges. Zürich, Bd. 51, 1906. Geologische Nachlese No. 15.

51. Heim, A.: Geologie der Schweiz. 3. Hauptteil: Die Schweizeralpen. *Abschnitt H:* Die Südalpen der Schweiz. 1921.

51a. Horn, M.: Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. Königsberg 1914.

52. Kaech, M.: Geologisch-petrographische Untersuchung des Porphyrgebietes zwischen Lago maggiore und Valsesia. Ecl. geol. helv., vol. 8, 1903.

53. Kelterborn, P.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin). Verhandl. naturf. Ges. Basel, Bd. 34, 1923.

54. Kittl, E.: Materialien zu einer Monographie der Halobidae und Monotidae der Trias. Balatonsee, Bd. 2, 1912.

55. Krafft, A. v.: Über den Lias des Hagengebirges. Jahrb. KK. geol. Reichsanstalt, vol. 47, 1897.

56. Krahmann: Rapporto sulla miniera di galena argentifera di Cavagnano (Cuasso al Monte). Varese 1904.

57. Kronecker, W.: Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. Centralbl. f. Min. usw. 1910.

58. Lavizzari, L.: Memorie I^{a} e III^{a} sui minerali della Svizzera italiana. Mendrisio e Capolago 1840, 1843 und 1845.

59. Lavizzari, L.: Istruzione popolare sulle principali rocce ossia sulle pietre e terre più comuni del cantone Ticino. Lugano 1849.

60. Lavizzari, L.: Catalogo delle rocce sedimentarie e dei fossili o petrefatti dei dintorni di Mendrisio e di Lugano nel cantone Ticino. Locarno 1860.

61. Lavizzari, L.: Escursioni nel cantone Ticino. Lugano 1863.

62. Lepsius, R.: Das westliche Süd-Tirol. Berlin 1878.

63. Mariani, E.: Appunti di Paleontologia lombarda. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 36, 1896.

64. Mariani, E.: Sul calcare marnoso puddingoide pseudogiurese di Biandronno. Rend. R. Ist. lomb., ser. 2, vol. 32, 1899.

65. Mariani, E.: Fossili del giura e dell' infracretaceo nella Lombardia. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 38, 1899.

66. Mariani, E.: Ammoniti del senoniano lombardo. Mem. R. Ist. lomb., vol. 18, 1896—1900.

67. Mariani, E.: Su alcuni fossili del trias medio dei dintorni di Porto Valtravaglia e sulla fauna della dolomia del Monte S. Salvatore presso Lugano. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 40, 1901.

68. Mariani, E.: Appunti geologici sul secondario della Lombardia occidentale. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 43, 1904.

69. Meneghini, G.: Fossili titoniani di Lombardia. Proc. verb. soc. tosc. sc. nat., vol. 1, 1879.

70. Meneghini, G.: Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique de Lombardie et fossiles du Medolo. Paléontologie lombarde, 4e ser., Milan 1867—1881.

71. Merian, P.: Über die Flötzformationen der Umgegend von Mendrisio. Verhandl. naturf. Ges. Basel, Bd. 1, 1853.

72. Mojsisovics, E.: Über die triadischen Pelecypoden-Gattungen Daonella und Halobia. Abhandl. KK. geol. Reichsanstalt, Bd. 7, 1874.

73. Mojsisovics, E.: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

74. Mojsisovics, E.: Über heteropische Verhältnisse im Triasgebiet der lombardischen Alpen. Jahrb. KK. geol. Reichsanstalt, Bd. 30, 1880.

75. Mortillet, G.: Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 3, 1861.

75a. Mortillet, G.: Terrains du versant italien des Alpes comparés à ceux du versant français. Bull. soc. géol. France t. 19, 1862.

76. Müller, F. P.: Notiz über die Randzone des Dolomitgebietes zwischen östlichem Teil des Luganersees und V. Colla im Tessin. Centralblatt f. Min. usw., Jahrg. 1919, No. 5 und 6.

77. Negri, G.: Osservazioni geologichi nei dintorni di Varese. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 10, 1867.

78. Negri e Spreafico: Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano. Mem. R. Ist. lomb., vol. 11, 1869.

79. Negri, Spreafico e Stoppani: Geol. Karte der Schweiz 1 : 100000. Blatt 24, 1876.

80. Nicolis, E. e Parona, C. F.: Note stratigrafiche e paleontologiche sul Giura superiore della Provincia di Verona. Boll. soc. geol. ital., vol. 4, 1885.

80a. Omboni, G.: Série des terrains sédimentaires de la Lombardie. Bull. soc. géol. France t. 12, 1855.

81. Omboni, G.: I ghiacciaj antichi e il terreno erratico di Lombardia. Atti soc. ital., sc. nat., vol. 3, 1861.

82. Pareto, L.: Sur les terrains du pied des Alpes dans les environs du Lac Majeur et du Lac de Lugano. Bull. soc. géol. France, 2e sér., t. 16, 1859.

83. Parona, C. F.: Valsesia e Lago d'Orta. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 29, 1889.

84. Parona, C. F.: I Brachiopodi liasici di Saltrio e Arzo nelle Prealpi lombarde. Mem. R. Ist. lomb., vol. 15, 1885.

85. Parona, C. F.: Note paleontologiche sul Lias inferiore nelle Prealpi lombarde. Rend. R. ist. lomb., 1889.

86. Parona, C. F.: Radiolarie nei noduli selciosi del calcare giurese di Cittiglio presso Laveno. Boll. soc. geol. ital., vol. 9, 1890.

87. Parona, C. F.: I fossili del lias inferiore di Saltrio in Lombardia. Parte I[a]: Crinoidi, Brachiopodi e Lamellibranchi. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 33, 1890.

88. Parona, C. F.: Appunti per lo studio del lias lombardo. Rend. R. Ist. lomb., vol. 27, 1894.

89. Parona, C. F.: I fossili del lias inferiore di Saltrio in Lombardia. Parte 2[a]: Gasteropodi. Boll. soc. malac. ital. Modena, vol. 18, 1894.

90. Parona, C. F.: Considerazione sulla seria del giura superiore e del infracretaceo in Lombardia a proposito del rinvenimento di fossili del piano barremiano. Rend. R. Ist. lomb., vol. 29, 1896.

91. Parona, C. F.: Ammoniti del lias inferiore di Saltrio. Mém. soc. pal. suisse, vol. 23, 1896.

92. Parona, C. F.: Di alcune ammoniti del lias medio. Mém. soc. pal. suisse, vol. 25, 1897.

93. Penck, Brückner et Du Pasquier: Le système glacière des Alpes. Guide du congrès géol. international à Zurich 1894.

94. Penck, A.: Die insubrischen Gletscher. Aus: Penck und Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.

95. Pfister, M.: Stratigraphie von Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen. Dissertation Zürich 1921.

96. Philipp, H.: Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiete von Predazzo. Zeitschr. deutschen geol. Ges., Bd. 56, 1904.

97. Philippi, E.: Beitrag zur Kenntnis des Aufbaues der Schichtenfolge im Grignagebirge. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1896.

98. Philippi, E.: Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Jahrb. f. Min. usw., Festband 1907.

99. Rasetti, G. E.: Il Monte Fenera di Valsesia. Boll. soc. geol. ital., vol. 16, 1897.

100. Rassmus, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. Geol. u. Pal. Abhandl. von Koken. Bd. 14, 1912.

101. Rassmus, H.: Gebirgsbau der lombardischen Alpen. Zeitschr. deutschen geol. Ges., Bd. 65, 1913.

102. Reich, H.: Über ein neues Vorkommen von Fossilien im Servino des Luganersees. Centralbl. f. Min. usw., Jahrg. 1912.

103. Renz, C.: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. KK. geol. Reichsanstalt, vol. 60, 1910.

104. Renz, C.: Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso (Kt. Tessin). Ecl. geol. helv., vol. 15, 1920.

105. Renz, C.: Einige Tessiner Oberlias-Ammoniten. Ecl. geol. helv., vol. 17, 1922.

106. Renz, C.: Vergleiche zwischen dem südschweizerischen, appenninischen und westgriechischen Jura. Verhandl. naturf. Ges. Basel, Bd. 34, 1923.

107. Repossi, E.: Osservazioni stratigrafiche sulla Valle d'Intelvi, la Val Solda, e la Val Menaggio. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 41, 1902.

108. Repossi, E.: Il mixosauro degli strati triasici di Besano in Lombardia. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 41, 1902.

109. Repossi, E.: Gli scisti bituminosi di Besano in Lombardia. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 48. 1909.

110. Repossi, E.: Gli scisti bituminosi di Besano in Lombardia. Rend. R. Accad. Lincei, ser. 5, vol. 18, fasc. 1, 1909.

111. Repossi, E.: Gli scisti bituminosi di Besano e la loro utilizzazione dustinriale. Rivista mensuale di sc. nat. „Natura", vol. 2. Pavia 1912.

112. Riva, C.: Sul metamorfismo subito dai gneiss a contatto coi porfidi quarziferi nelle vicinanze di Porto Ceresio (Lago di Lugano). Rend. R. Ist. lomb. sc. nat., vol. 33, 1900.

113. Rosenberg, P.: Die liasische Cephalopoden-Fauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beiträge Geol. u. Pal. Österreich-Ungarns, Bd. 22, 1909.

113a. Sacco, F.: L'anfiteatro morenico del Lago maggiore. Annali R. Accad. d'Agricultura Torino vol. 35, 1892.

113b. Sacco, F.: Gli anfiteatri morenici del Lago di Como. Annali R. Accad. d'Agricultura Torino vol. 36, 1893.

114. Schmidt, C.: Programme détaillé de l'excursion de 1889 de la soc. geol. suisse aux environs de Lugano. Ecl. geol. helv., vol. 1, 1889.

115. Schmidt, C. und Steinmann, P.: Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano. Ecl. geol. helv., vol. 2, 1890.

115a. Schmidt, C.: Zur Geologie der Alta Brianza. Compte-rendu Congrès géol. international à Z rich 1894.

116. Seitz, O.: Über die Tektonik der Luganeralpen. Verhandl. d. naturhist.-med. Vereins zu Heidelberg. N. F., Bd. 13, Heft 3, 1917.

117. Sordelli, A.: Sulle piante fossili recentemente scoperte a Besano. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 22, 1879.

118. Stabile, J.: Fossiles des environs du lac de Lugano. Atti soc. helv. sc. nat., 1861.

119. Stoppani, A.: Studii geologici e paleontologici sulla Lombardia. Milano 1857.

120. Stoppani, A.: Sulle condizioni generali degli strati ad Avicula contorta. Atti soc. ital. sc. nat., vol. 3, 1862.

121. Stoppani, A.: Géologie et paléontologie des couches à Avicula contorta en Lombardie. Paléontologie lombarde, 3e sér., Milan 1860—65.

122. Studer, B.: Geologie der Schweiz. 1851—53.

123. Taramelli, T.: Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Beiträge geol. Karte Schweiz, 1. Folge, vol. 17, 1880.

124. Taramelli, T.: Note geologiche sul bacino idrografico del fiume Ticino. Boll. soc. geol. ital., vol. 3/4, 1884—85.

125. Taramelli, T.: Carta geologica della Lombardia 1 : 250000. Milano 1890.

126. Taramelli, T.: Di alcune condizioni tectoniche nella Lombardia occidentale. Boll. soc. geol. ital., vol. 21, 1902.

127. Taramelli, T.: I tre laghi. Milano 1903.

128. Vacek, M.: Die Fauna der Oolithe von Cap. S. Vigilio, verbunden mit einer Studie über die obere Liasgrenze. Abhandl. KK. geol. Reichsanstalt, Bd. 12, 1886.

129. Wähner, F.: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. KK. geol. Reichsanstalt Wien 1886.

130. Wittenberg, P. v.: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geol.-Pal. Abhandl. v. Koken, vol. 12, 1908.

131. Zittel, K. A.: Geologische Beobachtungen aus den Central-Appenninen. Geognost.-Paleont. Beiträge v. Benecke, Bd. 2, Heft 2, 1869.

132. Zurkirch, G.: Die Südalpen zwischen Langensee und Valganna. Manuskript aus dem mineral.-petrogr. Inst. der Universität Basel. 1913.

Manuskript eingegangen am 26. März 1924.

Lebenslauf.

Ich, Alfred Senn, von Basel, wurde am 1. September 1899 in Basel als Sohn des 1907 verstorbenen Kaufmannes Fritz Senn und der Mathilde geb. Otto geboren. Ich besuchte die Primarschule, das untere und obere Gymnasium meiner Vaterstadt und bestand an diesem im Frühjahr 1918 das Maturitätsexamen. Die drei folgenden, durch Militärdienst vielfach unterbrochenen Studienjahre verbrachte ich an den Universitäten Neuchâtel (S. S. 1918), Basel (W. S. 1918/19 — S. S. 1920) und Paris (W. S. 1920/21). Seit Frühling 1921 war ich wieder in Basel immatrikuliert und widmete mich unter der Leitung von Prof. Dr. A. Buxtorf speziellen geologischen Studien, deren Ergebnisse in dieser Arbeit niedergelegt sind. Während meiner Studienzeit besuchte ich die Vorlesungen und Übungen folgender Herren:

In Basel: C. Schmidt †, A. Buxtorf, H. Preiswerk, M. Reinhard, F. Zschokke, G. Senn, O. Schüepp, F. Fichter, H. Rupe, A. L. Bernoulli, H. Hassinger, A. Hagenbach.

In Neuchâtel: E. Argand.

In Paris: E. Haug, P. Termier, A. Michel-Lévy, L. Joleaud.

Geologische Karte des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese

aufgenommen 1921 — 1924 von

Alfred Senn

Maßstab 1 : 25,000

0 0,5 1,0 1,5 2,0 km

Legende

Kreide
- ? Campanien — Kreideflysch
- ? Santonien und Cognacien — Kreideflysch mit Conglomeraten
- ? Turonien bis Aptien — Bunte Mergel und Mergelkalke
- Barrémien bis Obertithon — Majolica
- Untertithon — Radiolarit

Jura
- Kimeridgien bis Bathonien — Radiolarit
- Bajocien — Radiolarit
- Aalénien und Toarcien — Calcare ammonitico rosso
- Domérien — Domeriano
- Pliensbachien bis Lotharingien — Kieselkalk (KK)
- Transgressionsfazies des Lias

Trias
- Norien — Conchodondolomit (Rhétien)
- Norien — Hauptdolomit
- Carnien — Raiblerschichten
- Carnien — Kalkschieferzone
- ? Kordiller Dol. — Obere Kalkzone
- Kordiller Dol. — Dolomitband
- Ladinien — Untere Kalkzone
- Ladinien — Unterer Dolomit
- Virglorien — Virgloriendolomit
- Werfénien — Servino

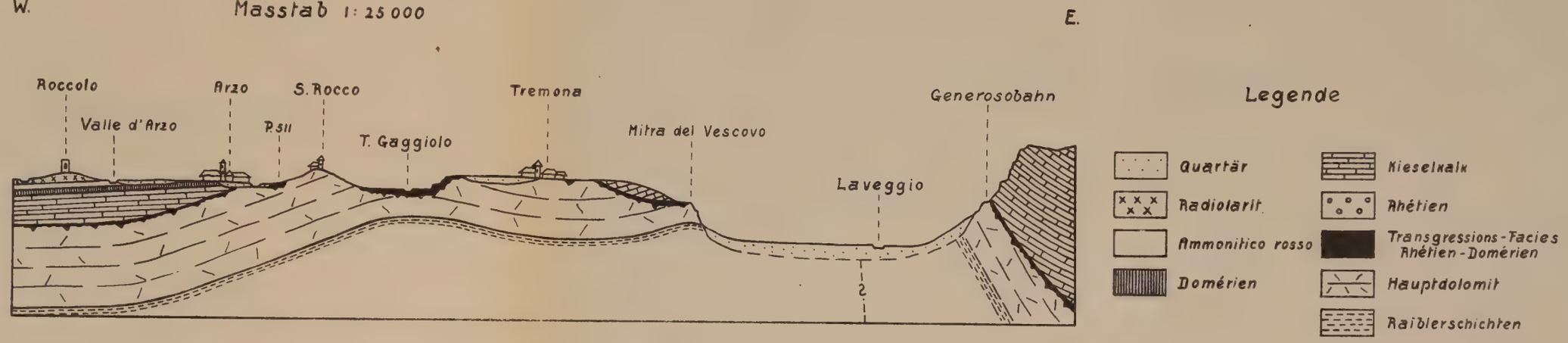
Praecarbon Perm
- Quarzporphyr und Granitit
- Porphyrit
- Verrucanoconglomerat
- G — Glimmerschiefer

Quartär
- Tiefste Talsohle
- Bachschuttkegel
- Gehängeschutt
- Bergsturz
- Moräne mit Wällen und Fluvioglazial

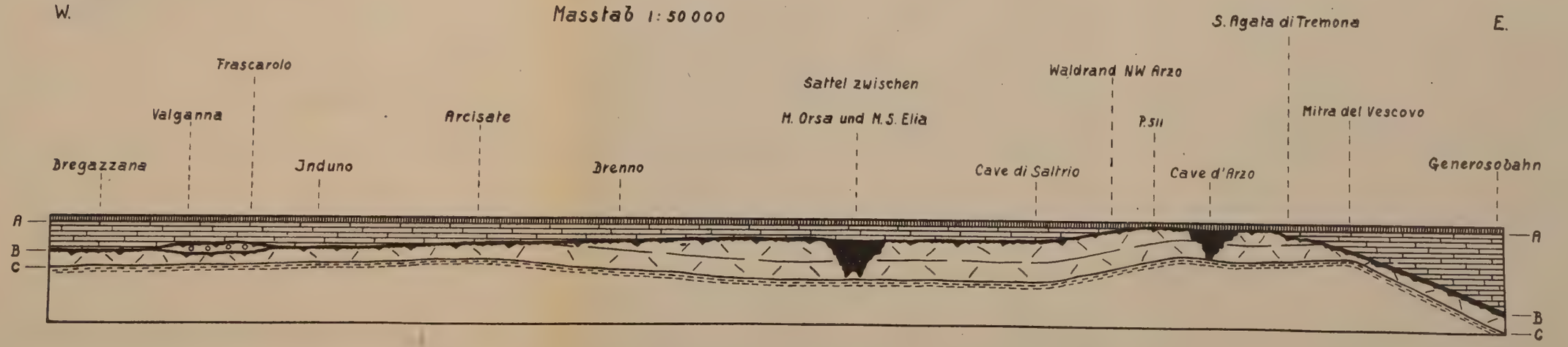
R Roccolo
△ Punkte
○ Kirchen
▪ Einzelnes Haus
Geneigte Schichten
Senkrechte Schichten
Horizontale Schichten

GRAPH. ANSTALT W. WASSERMANN, BASEL

Längsprofil durch das Liasgebiet von Arzo-Tremona. Fig. 1.



Sedimentationsverhältnisse des Lias am Alpenrand zwischen Mendrisio und Varese (schematisches Profil). Fig. 2.



Geologische Profile durch den Alpensüdrand zwischen Mendrisio und Varese

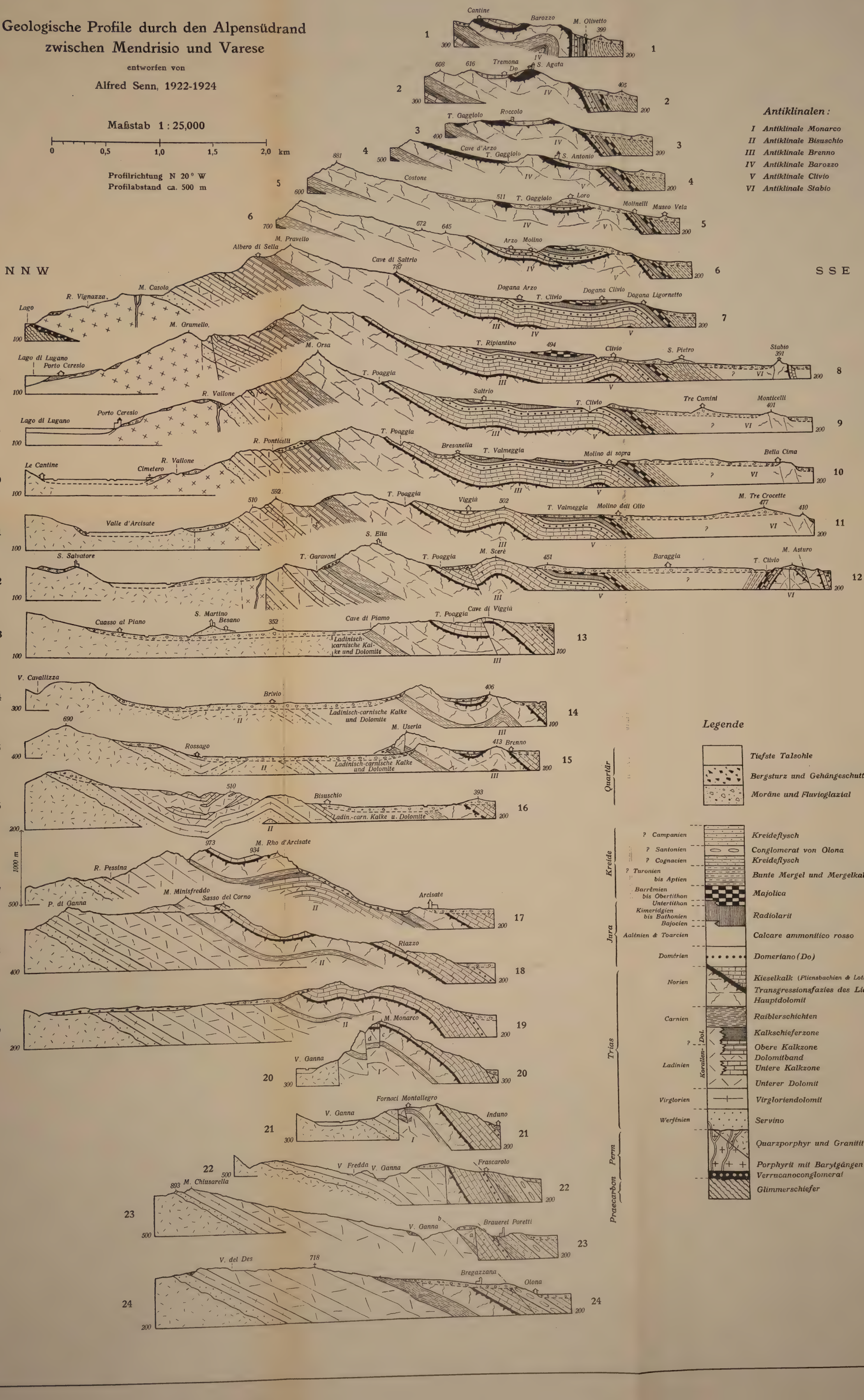
entworfen von

Alfred Senn, 1922-1924

Maßstab 1 : 25,000

0 0,5 1,0 1,5 2,0 km

Profilrichtung N 20° W
Profilabstand ca. 500 m



Antiklinalen:

- I Antiklinale Monarco
- II Antiklinale Bisuschio
- III Antiklinale Brenno
- IV Antiklinale Barozzo
- V Antiklinale Clivio
- VI Antiklinale Stabio

Legende